

# **Subarktisen palsasuon kasvillisuusmuutokset Luoteis-Venäjällä viimeisten vuosisatojen aikana**

Reena Karvonen

Maisterintutkielma

Ekologian ja evoluutiobiologian maisteriohjelma

Bio- ja ympäristötieteellinen tiedekunta

Helsingin yliopisto

Toukokuu 2021



Tiedekunta - Fakultet - Faculty		Koulutusohjelma - Utbildningsprogram – Degree programme	
Bio- ja ympäristötieteellinen tiedekunta		Ekologian ja evoluutiobiologian maisteriohjelma	
Tekijä - Författare - Author			
Reena Karvonen			
Työn nimi - Arbetets titel			
Subarktisen palsasuon kasvillisuusmuutokset Luoteis-Venäjällä viimeisten vuosisatojen aikana			
Title			
Changes in vegetation in a sub-arctic palsa mire during the past centuries at northwest Russia			
Oppiaine - Läroämne - Subject			
Ekologia ja evoluutiobiologia			
Työn laji/ Ohjaaja - Arbetets art/Handledare - Level/Instructor		Aika - Datum - Month and year	Sivumäärä - Sidoantal - Number of pages
Maisterintutkielma / Minna Välranta		5/2021	36 sivua
Tiivistelmä - Referat – Abstract			
<p>Pohjoisilla soilla on suuri merkitys globaaleissa biogeokemiallisissa kierroissa niiden kerrostaman ja vapauttaman hiilen vaikutuksesta. Ilmastollisten tekijöiden on todettu olevan yhteydessä suon hydrologisiin vaihteluihin, kuten kuivumiseen, vettymiseen, routaantumiseen tai roudan sulamiseen. Muutokset suon hydrologiassa ovat menneisyydessä heijastuneet vuorovaikutteisesti soiden kasvillisuuteen ja niiden rooliin maailmanlaajuisesti merkittävänä hiilinieluna. Pohjoisten ikiroutasoiden ainutlaatuinen ja rikas habitaatti on vaarantunut nykyisen ilmaston lämpenemisen myötä.</p> <p>Maisterintutkielmani tavoitteena on arvioida mahdollisia ilmaston lämpenemisen aiheuttamia vaikutuksia pohjoisiin soihin tutkimalla viimeisten vuosisatojen aikana tapahtuneita muutoksia suokasvillisuudessa. Tutkielmassa selvitin, miten tutkimussuoni kasvillisuus on muuttunut ja millaisia yhteyksiä voidaan havaita eri ilmastovaiheiden merkittävimpiin lämpötilan muutoksiin. Keskityin analysoimaan näitä muutoksia kasvimakrofossiili-analyysin avulla. Näytesarjat ajoitettiin radiometrisin menetelmin.</p> <p>Tulokset osoittivat tutkimussuon käyneen läpi kuivan kasvillisuuden vaiheita sekä ilmastohistorian lämpiminä että kylminä ajanjaksoina. Nykypäivän lämpenemisen aikana eri näytepisteissä on tapahtunut sekä kuivumista että siirtymiä kosteaan suoekosysteemiin ikiroudan sulamisen jälkeisinä ajanjaksoina. Tutkimukseni tulokset auttavat osaltaan ymmärtämään ympäristössä ja ilmastossa tapahtuvien muutosten kompleksista vaikutusta pohjoisiin suoekosysteemeihin. Tutkimuksen perusteella voidaan arvioida nykyisen ilmastomuutoksen mahdollisia vaikutuksia tutkimussuohon, sekä rinnan muiden tutkimusten kanssa yhteyksiä pohjoisten soiden tulevaisuuden hiilitasapainoon ja suuren mittakaavan biogeokemiallisiin kiertoihin.</p>			



HELSINGIN YLIOPISTO  
HELSINGFORS UNIVERSITET  
UNIVERSITY OF HELSINKI

Avainsanat – Nyckelord

subarkkinen alue, ikeiroutasuo, suodynamiikka, makrofossiilianalyysi, 14C ajoitus, 210Pb ajoitus, ilmastonmuutos

Keywords

Säilytyspaikka - Förvaringsställe - Where deposited

HELDA – Helsingin yliopiston digitaalinen arkisto

Muita tietoja - Övriga uppgifter - Additional information

## Sisällys

1. Johdanto .....	1
1.1 Pohjoisten soiden dynaaminen rooli geokemiallisessa kierrossa .....	2
1.2 Ikiroutamuodostumat ja ympäristötekijät .....	3
1.3 Pohjoiset suot ja ilmastomuutos .....	5
1.4 Suot menneiden ilmastovaiheiden ja ympäristömuutosten arkistona .....	6
1.4 Tutkimuksen tavoitteet, tutkimuskysymykset ja -hypoteesit .....	7
2. Tutkimusaineistot ja -menetelmät .....	9
2.1 Tutkimusalue .....	9
2.2 Aineiston analyysit .....	11
2.2.1 Kasvimakrofossiilianalyysi .....	11
2.2.2 Radiohiili- <sup>14</sup> C- ja lyijy- <sup>210</sup> Pb-ajoitukset .....	14
3. Tulokset .....	17
3.1 Radiohiili <sup>14</sup> C- ja lyijy- <sup>210</sup> Pb –kronologiat sekä ikäsyvyysmallit .....	17
3.2 Kasvillisuusmuutokset .....	18
4. Tulosten tulkinta ja keskustelu .....	21
4.1 Muutokset kasvillisuudessa ja yhteydet ilmastollisiin muutoksiin .....	21
4.2 Tutkimussuon mahdolliset kehityssuunnat .....	25
4.3 Mahdolliset virhelähteet .....	29
5. Johtopäätökset .....	29
6. Kiitokset .....	31
7. Kirjallisuus .....	31

## 1. Johdanto

Suot ovat kasvitieteellisen määritelmän mukaan kasvupaikkoja, joilla vallitsee turvetta tuottava kasviyhdyskunta (Vasander 1998). Ne ovat ekosysteemejä, joihin on kerrostunut turvetta kuolleesta, vain osittain hajonneesta kasviaineksesta (Charman 2002). Orgaanisen aineksen hajoamista hidastaa korkealla olevan suovedenpinnan alla vallitseva anaerobinen ympäristö. Suon kerrokset ovat funktionaalisesti erilaisia: akrotelma on suon pintaosa, jossa orgaanisen aineksen hajoamista tapahtuu vaihtelevan aerobisissa olosuhteissa (Charman 2002). Alempana on anaerobinen kokonaan veden kyllästämä katotelma, jossa hajoaminen on huomattavasti hitaampaa. Turvetta kertyy, kun suon pintaosien perustuotanto ylittää hajoamisesta, huuhtoutumisesta tai muista tekijöistä aiheutuvan häviön (Clymo 1984). Tällöin orgaanista ainetta kasautuu vertikaalisti ja/tai horisontaalisesti kasvattaen suon paksuutta ja pinta-alaa, mutta vain n. 3 – 5 % alkujaan kertyneestä eloperäisestä aineksesta kerrostuu lopulta turpeeksi (Clymo 1984). Turve voi olla rahkasammalturvetta, ruskosammalturvetta, ruohovartista tai puumaista jäänteistä koostuvaa turvetta tai turvehumusta alkuperäisestä kasviyhteisöstä ja myös hajoamisasteesta riippuen (Charman 2002).

Suotyyppjä erotellaan toisistaan paitsi vallitsevan kasvilajiston, myös suon dynamiikkaan olennaisesti vaikuttavien suoveden lähteen ja suon morfologian mukaan (Vasander 1998; Laine ym. 2000). Aapasuo on pohjoisesborealisella ja subarktisella vyöhykkeellä tyypillinen suoyhdistymätyyppi, joita luonnehtii minerotrofia (pohjavesivaikutteinen suo), korkea pH (4,5–7,5) sekä avosoille tyypillinen kasvillisuus kuten tietyt sarat (*Carex lasiocarpa*, *C. rostrata*), rahkasammallajit (*Sphagnum papillosum*, *S. fallax* ja *S. flexuosum*) ja suovillat (*Eriophorum angustifolium*). (Ruuhijärvi 1960; Laine ym. 2000; Laitinen ym. 2007). Tavallisesti aapasoiden keskiosien vesi on sateen ja ilmalaskeuman lisäksi peräisin ympäröivältä valuma-alueelta, johon on liuennut maaperän kivennäisravinteita suon käyttöön (Vasander 1998). Keski- ja eteläborealiselle vyöhykkeelle tyypilliset keidassuot sen sijaan saavat vetensä ainoastaan sadannan ja ilmalaskeuman mukana ja niiden pH on matala (yleensä alle 4), ja suon keskiosat ovat rämemäistä eli karua ja kuivaa rahkasammalvaltaista kasvustoa ja joissa kasvaa myös mäntyjä (Vasander 1998; Laine ym. 2000). Aapasoiden ja keidassoiden maantieteelliset esiintymisalueet Fennoskandian ja Euroopan puoleisella pohjois-Venäjällä kuvaavat hyvin

ilmaston vaikutusta suotyyppien levinneisyydessä (Ruuhijärvi 1960). Pohjoisen epäyhtenäisen ikiroutavyöhykkeen eteläosien palsasuot ovat yhdistelmä sekä avosuon (eng. fen) että rämeen (eng. bog) suotyyppisiä niin, että kosteat rimmet edustavat nevalaista suoympäristöä ja jänteet puolestaan rämemäistä (Vasander 1998).

## 1.1 Pohjoisten soiden dynaaminen rooli geokemiallisessa kierrossa

Viimeisimmän jääkauden jälkeen pohjoiset suot ovat kerrostaneet noin 436-547 gigatonnia hiiltä tehden niistä globaalisti hyvin merkittäviä hiilinieluja (Loisel ym. 2014; Yu ym. 2010). Näiden soiden hiilen kokonaismääräksi on tehty myös tuplasti suurempi arvio, 1055 Gt (Nichols & Peteet 2019), ja uudesta arviosta käydään kriittistä keskustelua. Yksi gigatonni (Gt) on yhtä kuin  $10^9$  tonnia, tai miljardi tonnia.

Pohjoiset suot ovat merkittävässä roolissa globaaleissa biogeokemiallisissa kierroissa sitoen ja vapauttaen kasvihuonekaasuja hiilidioksidin ( $\text{CO}_2$ ) ja metaanin ( $\text{CH}_4$ ) sekä dityppioksidin ( $\text{N}_2\text{O}$ ) muodoissa fotosynteesin, hengityksen ja hajoamisen tuloksena (Korhola ym. 1996; Vasander 1998; Froking & Roulet 2007; Korhola ym. 2010). Hiilen varastoitumiseen ja vapautumiseen vaikuttavat tärkeimpinä tekijöinä lämpötila ja kosteus, roudan muodostumiseen liittyvä dynamiikka sekä suon autogeeniset prosessit (Tuittila ym. 2007; Turetsky ym. 2007). Muutokset suon olosuhteissa saattavat vaikuttaa merkittäväillä tavoilla hiilen sitoutumiseen ja vapautumiseen (Alm ym. 1999).

Hiilen kertymisen tehokkuus riippuu olennaisesti suon hydrologisista ominaisuuksista, joka pitkälti määrää suon kasvillisuuskoostumuksen, sekä pohjoisessa ikiroutadynamiikasta (Gałka ym. 2017). Aineistot laajoilta pohjoisten soiden alueilta ovat osoittaneet pitkän aikavälin hiilen kertymisen riippuvan vallitsevista ilmasto-oloista ja yli 0-asteisten päivien lämpösummasta sekä maatumisnopeudesta, joka puolestaan määräytyy vuoden keskilämpötilan mukaan (Charman 2002). Nevasoilla hajotus on nopeampaa kuin rämesoilla, joten ne kerryttävät hiiltä vähemmän (Alm ym. 1999), vaikka nevoilla vallitsevat hydroklimaattiset olosuhteet ovatkin suotuisat turpeenkasvun kannalta (Loisel ym. 2014).

Metaania tuotetaan suon vedestä kylläisissä anaerobisissa olosuhteissa kuolleen kasviaineksen hiiliyhdisteistä metanogeenisten bakteerien avulla (Charman 2002). On havaittu, että suovedenpinnan ja suon metaanipäästöjen välillä on vahva yhteys (mm. Rinne ym. 2020), ja metaanipäästöjä tuleekin enemmän nevalaisilta soilta (Moore ym. 1993; Alm ym. 1999). Nevoille ominaisten putkilokasvien juuristot edistävät metaanipäästöjen syntymistä, koska aerenkymisolukot johtavat metaania suon pintaan (Vasander 1998). Rämien metaanipäästöt ovat alhaisemmat, sillä matalammalla sijaitsevan suovedenpinnan lisäksi tiettyjen rahkasammalten ja CH<sub>4</sub> -hapettavien bakteerien (methanotrofit) kiinteä yhteiselo sitoo metaania kuivuneilla pinnoilla (Putkinen ym. 2014, Turetsky ym. 2014).

Eri suotyyppit vaikuttavat siis sekä suon sisäiseen hiilen dynamiikkaan sekä laajempaan kuvaan globaalissa biogeokemiallisissa kiertokuluissa. Rahka- ja saraturpeella on hyvin erilaisia ominaisuuksia hiilen ja typen sidonnan kannalta (Charman 2002). Saraturvenäytteet sisältävät painoyksikköä kohden kaksinkertaisen määrän kertynyttä typpeä rahkaturpeeseen verrattuna, ja varhaisen vaiheen aapasuo varastoi typpeä enemmän kuin myöhäisen vaiheen keidassuo (Loisel ym. 2014). Luonnontilaisten märkien soiden dityppioksid- ja typpimonoksidipäästöt ovat alhaiset vähähappisen turpeen ansiosta, sillä noissa olosuhteissa muodostuu mikrobiologisen tuotannon kautta vain vähän nitraattia (Vasander 1998).

## 1.2 Ikiroutamuodostumat ja ympäristötekijät

Ikiroutasoiia esiintyy 70°–50°N välisellä vyöhykkeellä arktisilla ja subarktisilla alueilla. Lähes puolet pohjoisten soiden pinta-alasta on ikiroutavaikutteista, ja puolet näihin soihin sitoutuneesta hiilestä on yhteydessä ikiroutaan (Hugelius ym. 2020). Subarktisilla alueilla kylmyys ja routailmiöt näkyvät soiden pinnalta kohoavissa palsoissa, joiden ytimessä on sekä jäätynyttä turvetta että jäälinsejä (Seppälä 1986; Vasander 1998). Palsoja esiintyy erityisesti epäyhdenäisen ikiroudan alueella. Ilmastolliset tekijät säätelevät palsojen syntyä ja säilymistä. Palsan sisältämän ikiroudan täytyy sijaita syvällä turvepinnan alla, jotta se ei pääse kesäaikaan sulamaan (Seppälä 1986). Alhaiset lämpötilat (säännönmukaisesti rajana 0 °C vuoden keskilämpötila), vähäinen sadanta (lumena ja vetenä) sekä talviajan ohut lumipeite ovat tärkeimpiä tekijöitä palsojen muodostumisen ja säilymisen kannalta (Seppälä 1986). Palsojen muodostukseen liittyvät

olennaisesti myös talviajan eoliset prosessit, sillä tuuli pyyhkii lunta ympäristöään korkeamman palsakummun yltä heikentäen lämmöneristystä (Seppälä 1986). Ikiroudan kertymisen on todettu voimistavan hiilen varastointia verrattuna ikiroudattomiin soihin (Treat ym. 2016; Gałka ym. 2017), mutta heikentävän sen sijaan typen varastoitumista (Treat ym. 2016). Ikiroudan kertyminen voi muuttaa suon hydrologiaa, millä puolestaan on merkitys suon paikalliseen kasvilajistoon (Treat ym. 2016). Suon hydrologisilla olosuhteilla ja kasvilajistolla eli turvetekijöillä on vahva yhteys suoekosysteemin tuottavuuteen ja eloperäisen aineksen hajoamisdynamiikkaan. Tämä puolestaan vaikuttaa voimakkaasti suon hiilitaseeseen (Treat ym. 2016).

Palsoja on muodostunut erityisesti viime jääkauden jälkeisen historian viileiden ilmastovaiheiden olosuhteissa, ja joitakin menneisyydestä peräisin olevia sulamisen jälkiä on havaittu näiden vaiheiden ulkopuolelta (Oksanen 2006). Palsojen sulamisen ja romahtamisen seurauksena syntyy termokarstipainanteita, joilla on mikrotopologisesti ja ekologisesti oleellisia merkityksiä suon mikroilmaston ja hydrologian kautta (Luoto ym. 2004, Turetsky 2004a, Sannel 2020, Välranta ym. 2021 ja siellä olevat lähteet). Muodostumien välittömässä läheisyydessä oleva ympäristö lämpenee ja ikirouta sulaa laajemmalla alueella termokarstipainanteen ympärillä, ja ajan myötä niiden on huomattu täyttyvän *Carex*- ja *Eriphorum* -kasvustolla (Välranta ym. 2020 ja siellä olevat lähteet). Näiden muodostumien sisältämä kostea turve aiheuttaa kaksinkertaisen määrän hiilidioksidipäästöjä ikiroudassa olevaan turpeeseen nähden. Tämä juontuu todennäköisesti juuri muutoksista hydrologiassa ja lämpötilassa sekä kasvillisuudessa, jotka yhdessä ikiroudan sulamisen kanssa edistävät turpeen hajoamista (Turetsky 2004a).

Ikiroudalla ja sen sulamisella on suon diversiteetin tulevaisuudelle suuri merkitys, sillä se muokkaa maa-aineksen kemiallisia ominaisuuksia ja olosuhteita (Turetsky 2004a) ja täten vaikuttaa paikalla menestyvän kasvilajiston koostumukseen. Nämä prosessit voivat ajan saatossa yksipuolistaa merkittäväällä tavalla entisiä ekologisesti monipuolisia palsasuoympäristöjä (Luoto ym. 2004). Kasvilajiston alentuneella diversiteetillä on muita todennäköisiä biologisia seurauksia muun muassa alkueläinten, selkärangattomien ja lintujen paikalliseen lajirunsauteen (Luoto ym. 2004).



### 1.3 Pohjoiset suot ja ilmastonmuutos

Viimeaikainen ilmaston lämpeneminen on ollut nopeudeltaan jopa kaksi kertaa voimakkaampaa pohjoisen arktisilla alueilla globaaliin keskiarvoon nähden (IPCC 2019). Arktisten alueiden lämpenemisellä on merkittävä rooli globaalin ilmaston lämpenemisen kannalta (Huang ym. 2017). Pohjoisilla alueella ilmastonmuutoksen odotetaan johtavan pysyvästi kohonneeseen vuoden keskilämpötilaan, sateisempiin talviin ja tehokkaampaan kesäajan haihduntaan. Kenttähavainnot todistavat nopeaa ja laajaa ikiroudan sulamista pohjoisilla alueilla viime vuosikymmenten aikana (e.g. Luoto ym. 2004, Schuur ym. 2015, Swindles ym. 2015). Uusien ilmastomallien perusteella on arvioitu palsasoille sopivien alueiden kutistuvan vähintään puoleen nykyisestä vuoteen 2030 mennessä, ja ikirouta-alueiden vuosisadan loppuun häviävän jopa kokonaan (Fronzek ym. 2010; IPCC 2019, Sim ym. 2021). Samassa ajassa ikiroudan sulamisen on ennustettu vapauttavan jopa 100–240 miljardia tonnia hiiltä hiilidioksidin ja metaanin muodossa (IPCC 2019). Metaanipäästöt ovat osuudeltaan pienempiä, mutta metaanin ollessa hiilidioksidia voimakkaampi kasvihuonekaasu sen osuus ikiroutaperäisestä säteilypakotteen positiivisesta muutoksesta on nousemassa tällä vuosisadalla suureen rooliin ilmaston lämmittäjänä (Hugelius 2020). Muutaman sadan vuoden aikajänteellä arvioidaan, että lämpenemisen aiheuttaman pidemmän kasvukauden kasvava perustuotanto pohjoisilla soilla (Gallego-Sala ym. 2018) saattaa osin kumota sulavan ikiroudan lämmittävää vaikutusta pohjoisilla alueilla (Hugelius ym. 2020). Ikiroudan sulamisen vaikutuksesta turpeen hajoaminen ja hiilen häviö ilmenee kaasujen ohella merkittävästi myös soilta voimistuvan valunnan myötä (Hugelius 2020).

Luoteis-Venäjällä aiemmilla lämpökausilla on havaittu olleen ikiroutasoille kahtalaisia seurauksia: nopeaa ekosysteemin kosteuden nousua ikiroudan sulaessa, mutta sitä seuraava kuivuminen mahdollisesti haihdunnan seurauksena (Zhang ym. 2018a). Paikalla on todettu siirtymiä märän *Sphagnum*-vaiheen kautta kuivaan rahkasammalyhteisöön (Zhang ym. 2018a). Toisaalla on havaittu lämpenemisen seurauksena päinvastoin siirtymiä pysyvästi kosteampaan suoekosysteemiin (Swindles ym. 2015). Sekä suovedenpinnan laskulla että korkeammilla lämpötiloilla on vaikutuksensa suon hiilitasapainon kannalta. Suovedenpinnan laskun on mitattu johtaneen kesäaikana sekä vähäisempään hiilidioksidin sidontaan että vähäisempiin metaanipäästöihin, mutta kohonnut lämpötila voimistaa korkeampiin metaanipäästöihin johtavia

prosesseja (Rinne ym. 2020). Ilmaston lämpenemistä seuraavat suorat ja välilliset muutokset saattavat kiihdyttää orgaanisen hiilen mikrobiologista hajotustoimintaa ja siten hiilidioksidin ja metaanin vapautumista sulavasta ikiroudasta (Schuur ym. 2015).

Sulavan ikiroudan hiilidioksidi- ja metaanipäästöt eivät todennäköisesti voimista ilmastonmuutosta lyhyellä aikavälillä (vuosista vuosikymmeneen), mutta useampien vuosikymmenten ja –satojen kuluessa niiden rooli ilmastonmuutoksessa voimistuu (Schuur ym. 2015, Swindles ym. 2015, Gallego-Sala ym. 2018, Välranta ym. 2020 ja siellä olevat lähteet). Nykyisten arvioiden mukaan lähitulevaisuudessa soiden kuivumista seuraava metaanipäästöjen lasku aiheuttaa ilmastovaikutuksen pysymisen viilentävänä vielä vuosikymmenten ajan (Rinne ym. 2020). Tilanteen tulee kumoamaan useamman vuosikymmenen kehityksen päässä soiden graduuaalisesti heikentyvä kyky hiilidioksidin sidontaan, jolloin soiden ilmastovaikutuksen ennakoitaan kääntyvän lämmittäväksi (Rinne ym. 2020). Nämä päästöt tulevat todennäköisesti pitkällä aikavälillä vaikuttamaan ilmastonmuutoksen etenemiseen kiihdyttävästi (IPCC 2019).

#### 1.4 Suot menneiden ilmastovaiheiden ja ympäristömuutosten arkistona

Kasviyhteisöjen muutokset kertovat menneinä aikoina vallinneista ympäristö- ja ilmasto-olosuhteista ja niiden muutoksista. Kasvimakrofossiilianalyysia käytetään suokasviyhteisöjen menneiden ja nykyisten muutosten tutkimiseen sekä rinnan muiden bioindikaattorien, eli proksien, kanssa ikiroudan muodostumisen ja sulamisen jälkien havainnointiin (esim. Oksanen & Välranta 2006, Treat ym. 2016). Suon kerroksia tutkimalla voidaan saada tietoa lisäksi muun muassa hydrologiasta, eloperäisen aineksen hajoamisen voimakkuudesta, tulipaloista (Babeshko ym. 2021) ja suon sukkessiohistoriasta (Charman 2002).

Kasvimakrofossiilianalyysin avulla voidaan tutkia menneiden kasviyhteisöjen ajallisia vaihteluita suhteessa tunnettuun ilmastohistoriaan (Välranta ym. 2007; Charman ym. 2013). Kasviyhteisöt kuvastavat aikoinaan vallinneita olosuhteita lajien tunnettujen ominaisuuksien kautta. Koska suon kasviyhteisöön vaikuttaa lämpötilan lisäksi kompleksinen järjestelmä muita allogeenisia ja autogeenisiä prosesseja, yhden tekijän roolin tunnistaminen on usein haastavaa. Sammalet ja erityisesti rahkasammalet (*Sphagna*) ovat käyttökelpoisimpia historiallisten suokasviyhteisöjen osia niiden tunnettujen ekologisten vaatimusten, eli ekolokeroiden, vuoksi

(Väliranta ym. 2007, Laine ym. 2011). Niillä on siis korkea indikaatioarvo, mutta myös muita kasviryhmiä voidaan hyödyntää paleoekologisissa tutkimuksissa (Väliranta ym. 2007, Laine ym. 2011). Varsinaisia routaindikaattorilajeja ei ole, mutta sen sijaan tunnetaan lajeja, jotka eivät menesty ikirouta-alueilla (Oksanen & Väliranta 2006)

Ilmastolliset vaihtelut ovat vaikuttaneet menneisyydessä suon hydrologisiin olosuhteisiin sekä suokasvillisuuden muutosten suuntiin (Gałka ym. 2017; Gałka ym. 2018, Zhang ym. 2018a, Väliranta ym. 2020). Tunnettuja poikkeuksellisia ajanjaksoja ilmaston lähimenneisyydessä ovat esimerkiksi Keskiajan lämpökausi n. 900–1170 CE (Medieval Climatic Anomaly, MCA, CE = Common Era) ja Pieni jääkausi 1450–1850 CE (Little Ice Age, LIA) sekä LIA:n jälkeinen lämpeneminen 1850-luvulta lähtien (Wilson ym. 2016). Viimeinen fokuspiste on 1980 -luvulta (Huang ym. 2017) edennyt voimakas ihmistoimintaan assosioituva lämpeneminen.

Suon historiassa tapahtuneita muutoksia voidaan ajoittaa radiometrisin menetelmin. Tässä tutkimuksessa käytetään nuorten pintakerrosnäytteiden ajoittamiseen lyijyajoitusta, ja vanhempiin näytteisiin radiohiiliajoitusta. Tieto näytteiden iästä ja näytteiden sisältämästä kasvilajikoostumuksesta yhdistetään tunnettuun ilmastohistoriaan. Tutkimuksessa selvitetään millä tavoin kasviyhteisöt ovat reagoineet ilmastollisiin vaihteluihin lähi-ilmastohistoriassa sekä viime vuosikymmeninä. Tätä kautta voimme havainnoida ja ennustaa mahdollisia käynnissä olevaan ilmastomuutokseen liittyviä muutoksen suuntia.

#### 1.4 Tutkimuksen tavoitteet, tutkimuskysymykset ja -hypoteesit

Maisterintutkielmani tavoitteena on arvioida mahdollisia ilmaston lämpenemisen aiheuttamia vaikutuksia pohjoisiin soihin tutkimalla viimeisten vuosisatojen aikana tapahtuneita muutoksia suokasvillisuudessa. Tutkielmassa selvitän, miten tutkimussuoni kasvillisuus on muuttunut ja millaisia yhteyksiä voidaan havaita eri ilmastovaiheiden merkittävimpiin lämpötilan muutoksiin. Keskityn analysoimaan näitä muutoksia kasvimakrofossiili-analyysin avulla.

Tutkielmani on osa suurempaa (Environmental Change Research Unit, ECRU) tutkimusryhmien yhteenliittymän ja Suomen Akatemian rahoittamaa projektia, jossa tutkitaan pitkällä aikavälillä tapahtuvia pohjoisten soiden muutoksia ja niiden yhteyttä hiilen kiertoon. Tavoitteena on

selvittää tutkittavien soiden lämpötilasidonnaisia muutoksia hydrologiassa ja kasvillisuudessa ja muutoksien yhteyttä hiilen sidontaan ja vapautumiseen. Projektissa on hyödynnetty kasvien lisäksi muitakin paleoekologisia analyysimenetelmiä, kuten kuoriameba- ja geokemiallisia analyysejä. Yhdistämällä eri analyysien tuloksia rakennetaan kokonaiskuvia soiden menneiden ekosysteemien ominaisuuksista ja nykytilasta. Tutkimukseni tulokset auttavat osaltaan ymmärtämään ympäristössä ja ilmastossa tapahtuvien muutosten vaikutusta pohjoisiin suoekosysteemeihin. Näin voidaan myös arvioida nykyisen ilmastomuutoksen mahdollisia vaikutuksia pohjoisiin soihin sekä niiden hiilitasapainoon ja näihin yhteydessä oleviin suuren mittakaavan biogeokemiallisiin kiertoihin.

Tutkimuksen päämääränä on selvittää ovatko menneiden vuosisatojen aikana tapahtuneet ilmastolliset vaihtelut (MCA, LIA sekä niitä ympäröivät ajanjaksot) sekä viimeaikainen ilmastomuutos 1980-luvulta nykypäivään vaikuttaneet tutkimussuon kasviyhteisöön. Tutkin paleoekologian näkökulmasta menneiden kasviyhteisöjen vasteita kulloinkin vallinneeseen ilmastolliseen vaiheeseen ja teen tulkintoja lajiyhteisöjen suurien muutosten yhteydestä keskilämpötilan ja kosteuden muutoksiin. Tulosten avulla voidaan saada tietoa mahdollisista muutoksista paikallisesti suoekosysteemin tulevaisuudessa ja sen roolista nykyisessä ilmastomuutoksessa.

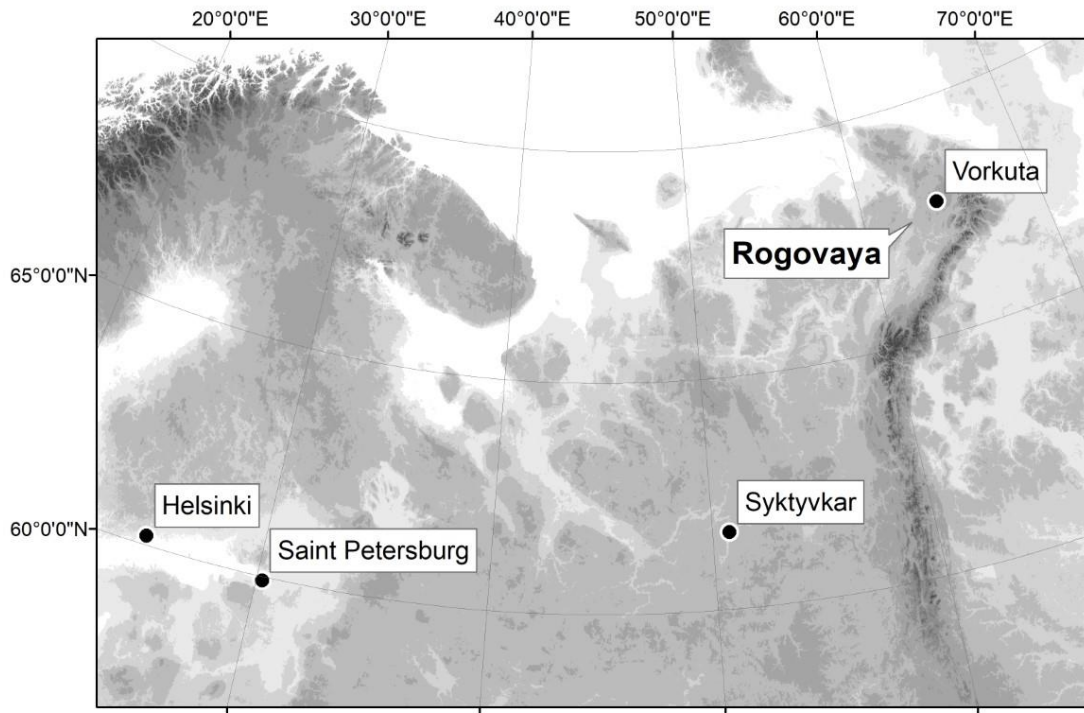
Aineistonani on Euroopan puoleiselta Pohjois-Venäjältä kerätty suonäytteet, jotka on kerätty kesällä 2018 tutkimusryhmän jäsenten toimesta.

Tutkimushypoteesissani oletan:

- 1) Viimeisen vuosituhannen aikana tapahtuneet ilmaston vaihtelut ovat vaikuttaneet tutkimussuon hydrologiaan ja sitä kautta kasvilajiston koostumukseen
- 2) Kyseiset muutokset voidaan havaita näytesarjojen turvekerrostumissa.

## 2. Tutkimusaineistot ja -menetelmät

### 2.1 Tutkimusalue



**Kuva 1.** Kartta, jossa tutkimusalue (Rogovaya) kuvan koilliskulmassa. (Kartta: Tarmo Virtanen, elevation shading from global SRTM- digital elevation database)

Tutkimusaineistoni on peräisin Venäjältä, Komin tasavallan alueelta Rogovayalta (kuva 1). Komin tutkimussuo sijaitsee tundralla ikirouta-alueella, missä vuoden keskilämpötila vaihtelee etelän +1 °C asteesta -6 °C asteeseen pohjoisessa (Lopatin ym. 2006). Vuotuinen sademäärä vaihtelee alueella pohjoisen 450 mm ja eteläisen 700 mm välillä. Tutkittavalla suolla palsojen kumpuileva topografia hallitsee maastonmuotoja. Nykyiseen kasviyhteisöön (kuva 2.) kuuluvat: rahkasammalet (*Sphagna*), lakka (*Rubus chamaemorus*), suopursu (*Rhododendron tomentosum*), karhunsammal (*Polytrichum sp*), juolukka (*Vaccinium uliginosum*), sekä vaivaiskoivu (*Betula nana*).

Aineisto kerättiin tutkimusryhmään kuuluvan tohtoriopiskelijan, Sanna Piilon, toimesta kesällä 2018. Näytteet on kerätty nk. laatikkokairalla (kuva 2). Näytteenottopaikalta on kerätty tietoja, jotka on esitetty taulukossa 1. Tutkielmaani varten analysoin kaksi kairattua näytettä, pituudeltaan 31 (Rog 2) ja 35 (Rog 8) senttimetriä. Näytteet on kerätty suon välipinnoilta (Sphagnum lawn). Välipinnat ovat suon jänteiden ja rimpien välissä olevia mikrotopografisia pinnanmuotoja, joiden arvellaan reagoivan ensimmäisenä kosteusolojen ja ilmaston muutoksiin.

Turvenäytteet paketoitiin varoen muovikelmuun ja kouruun kuljetusta varten. Kun ne oli kuljetettu Helsinkiin, näytteet säilöttiin pakkaseen (-18 °C) odottamaan seuraavia työvaiheita.



**Kuva 2.** Näytteenottopaikat (yllä) ja näytessarjan kairaukset (alla): vasemmalla Rog2 ja oikealla Rog8. (kuvat: Sanna Piilo)

**Taulukko 1.** Perustietoja näytteenottopaikalta näytesarjoista Rog2 ja Rog8.

Näytesarja	Koordinaatit		Korkeus merenpinnan yläpuolella (m)	Suovedenpinnan syvyys (cm)	Mikrohabitaatti	pH	Aktiivikerroksen paksuus (cm)
	N	E					
Rog2	67°19.662'	062°36.471'	121	17	Välipinta	4	47
Rog8	67°19.707'	062°36.019'	116	12	Välipinta	4	35

## 2.2 Aineiston analyysit

Suoritin kasvimakrofossiilien analysoinnin laboratoriossa Helsingin yliopistolla Viikissä ECRU:n tutkimusryhmän tiloissa vuonna 2019 ohjaajani Minna Välrannan ja Sanna Piilon perehdyttämänä. Matkustin itse Exeterin yliopistoon vuonna 2019 tekemään näytteiden lyijyajoitukset. Laboratoriotyöt tehtiin yhdessä tutkimusryhmään kuuluvien maisterivaiheen opiskelijan sekä tohtoriopiskelijan Sanna Piilon kanssa.

### 2.2.1 Kasvimakrofossiilianalyysi

Sulatetut näytteet pilkottiin saksilla yhden sentin viipaleisiin välttämällä näytteiden aineksen sekoittumista keskenään huolehtimalla välineiden huuhtelusta ja välttämällä näytteiden koskettelua. Radiohiilinäytteiden kontaminoituminen vanhalla tai nuorella hiilellä vääristää ajoitustulosta. Näytteistä poistettiin ulommaisat reunat kontaminaation välttämiseksi. Näytteet pakattiin minigrip-pusseihin, jotka nimettiin näytesarjan mukaan ja numeroitiin syvyyden mukaisesti. Näytteet säilöttiin jääkaapissa analyysijä varten.

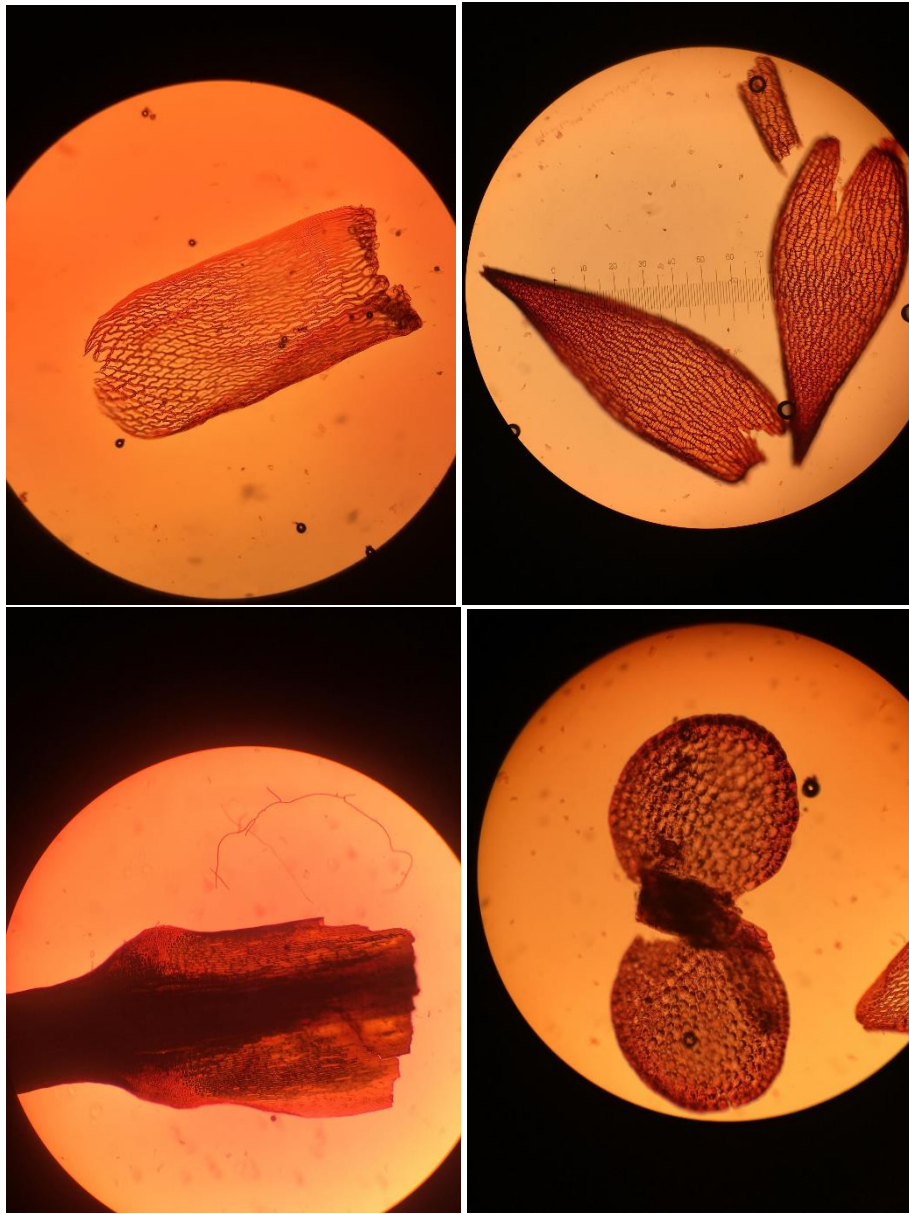
Näytteiden analysointi aloitettiin kummankin sarjan kohdalla pinnasta edeten kohti pohjaa eli tuoreesta yhä vanhempiin näytteisiin. Joka toisen näytepussin (0-1, 2-3, 4-5, 6-7 cm jne.) sisällöstä analysoitiin tilavuustarkka 5 cm<sup>3</sup> osanäyte. Näyte huuhdeltiin 110 µm siiviläkoon seulassa vesihanan alla, jolloin ylimääräinen humusaines huuhtoutui pois jättäen jäljelle lähinnä tunnistettavana säilynyttä eloperäistä ainesta. Aineksen maatuneisuusaste vaihteli jonkin verran näytteiden välillä, mutta tarkkoja tietoja maatuneisuudesta ei kerätty.

Huuhdeltua näytettä annosteltiin apuviivoitetulle petrimaljalle väljäksi kerrokseksi. Näytteen alla käytettiin millimetripaperia apuna. Näytemaljalla käytiin systemaattisesti läpi



preparointimikroskoopin avulla, jolloin arvioitiin kunkin kasvityypin, kuten sammalien tai sarojen, tai tietyn lajin osuus prosentteina peittävydestä kasvillisuusruudun tavoin. Käytin apunani tunnistusoppaita etenkin ryhmien *Sphagnum*, *Polytrichum*, *Carex* ja *Eriophorum* tunnistukseen (Viramo 1992, Laine ym. 2000), Laine ym. 2018), Peittävyksiä arvioitiin 5–10 kappaletta yhtä petrimaljaa kohden hyödyntäen 1 cm x 1 cm ruutua sekä kokonaisuutena Protokollan mukaisesti analysoitiin koko 5 cm<sup>3</sup> näyte. Kunkin näytteen peittävyyskeskiarvo kirjattiin excel-tilukkuun. Tarkempaa määrittystä vaativien näytteiden kasvien osia siirrettiin aluslasille pinseteillä, jossa näyte värjättiin safriniinilla. Näyte analysoitiin kyseessä olevan lajin tunnistamiseksi tarkemmin valomikroskoopin avulla. Valomikroskooppia käytettiin myös osuuden arvioimiseen siinä tapauksessa, jos ryhmän *Sphagnum* lajeja oli näytteessä useita ja niiden suhteellisuuden arvioiminen petrimaljalla siksi haasteellista. Tällöin poimittiin kunkin ruudun kohdalta pinseteillä 50 lehteä (sekä varsi- että haaralehtiä) ja laskettiin kerättyjen lajien osuudet lasilevyllä. Muitakin kasvien jäänteitä tunnistettiin solurakenteen perusteella, esimerkiksi lajeja ryhmistä *Carex* ja *Eriophorum*, joiden lajikohtainen tunnistus osittain hajonneesta kasviaineksesta voi olla haastavaa.





**Kuva 3.** *S. capillifolium* -varsilehti (ylävasen) ja –haaralehti (yläoikea), *Polytrichum* sp. Lehden tyvi (alavasen) ja *Mylia anomala* lehtipari kuvattuna valomikroskoopin linssin läpi (ei mittakaavassa).

Näytteiden määräosuudeksi laskettiin aina yhteensä 100 %. Jos lajin määrittäminen ei ollut mahdollista, määritykset tehtiin myös kuitenkin tarkimmalle mahdolliselle tasolle tai rajattiin lähisukuisten lajien vaihtoehtoihin rahkasammalten alasuvuista *Acutifolia* ja *Cuspidata*. Jos kahden perättäisen näytteen saman lajin peittävyyydessä havaittiin yli 15 % muutos, myös välissä

oleva näyte analysoitiin, jotta mahdollisista suurista muutoksista suon lajiyhteisöissä saatiin tarkempi kuva. Jäljelle jäänyt materiaali näytteistä säilöttiin edelleen jääkaapissa, jotta mahdollisia myöhempiä tarkentavia analyysijä voi tarvittaessa suorittaa.

### 2.2.2 Radiohiili- $^{14}\text{C}$ - ja lyijy- $^{210}\text{Pb}$ -ajoitukset

Radiohiiliajoitus perustuu hiilen isotooppien erotteluun. Kasvit sitovat ilmakehästä hiilidioksidia, jossa molekyylin hiilikomponentin isotooppi vaihtelee. Lämpötila, kosteus sekä hiilidioksidin osapaine ilmassa eli maaston korkeusvaihtelu vaikuttavat kasvien fotosynteesissä käyttämän hiilen isotoopin sidontaan fotosynteesissä (Sanderson 2016). Kuolleen kasviaineksen mukana maaperään kertyy hiiltä, joka alkaa hajota (esim. Schuur ym. 2016).  $^{14}\text{C}$ -ajoituksella voidaan luoda kronologioita jopa 50 000 vuotta vanhoista sedimenteistä, sillä  $^{14}\text{C}$  puoliintumisaika on  $5730 \pm 40$  vuotta (Taylor 2000). Radiohiilen hajoamisen myötä sen luotettavuus ajoituksessa vähenee oleellisesti noin 300–400 vuotta vanhemmissa näytteissä (Taylor 2000).

$^{14}\text{C}$ -hiiliajoituksen tulokset muunnetaan kalibraatiokäyrien avulla radiohiili-BP-vuosista kalenterivuosiin eli cal-BP-vuosiin ilmakehässä olevan radiohiilen vaihtelun vuoksi (Bronk Ramsey 2009). 0-vuosi ajoittuu radiohiiliajoituksessa aina vuoteen 1950 CE (Common Era) tämän jälkeen tapahtuneiden ydinpurkausten lisättyä ylimääräistä radiohiiltä ilmakehään. Tätä nuorempia kerrostumia ajoitetaan muun muassa tutkimuksessani käytetyllä  $^{210}\text{Pb}$ -menetelmällä. (e.g. Turetsky ym. 2004b). Kahta menetelmää käytetään jatkuvan kronologian saavuttamiseksi hyvin vanhoista näytteistä nykypäivään saakka (Turetsky 2004b; Taylor 2000).

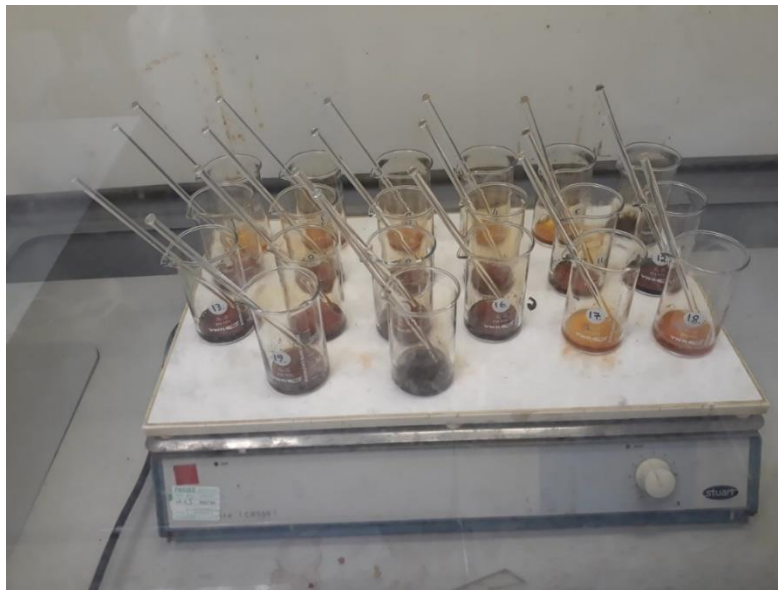
$^{210}\text{Pb}$ -ajoitusta käytetään lähimenneisyyden näytteiden ajoittamiseen (Turetsky ym. 2004b). Menetelmä perustuu  $^{238}\text{U}$ :n maailmanlaajuisesti levinneisiin epästabiilien isotooppien radioaktiiviseen hajoamissarjaan (Heijnis 2001). Monivaiheisen hajoamisketjun aikana  $^{238}\text{U}$  hajoaa radiumin isotoopiksi  $^{226}\text{Ra}$ , joka puolestaan hajoaa radonin kaasumaiseen, inerttiin isotooppiin  $^{222}\text{Rn}$ . Seuraavana hajoamistuotteena on  $^{210}\text{Pb}$ , jonka puoliintumisaika on 22.3 vuotta. Lyijy päättyy maaperään, myös soihin, tarttumalla ilman aerosoleihin ja laskeutumalla maahan sateen tai kuivalaskeuman mukana (Heijnis 2001). Radiometrisessä ajoituksessa tarkastellaan puoliintumisaikoja hajoamisen alusta vertaamalla kyseisen atomin jäljellä olevia alkuperäisiä isotooppikoostumuksia niiden puoliintumistuotteisiin.  $^{210}\text{Pb}$ :n ja sen hajoamistuotteiden

säteilemän energian määrää mittaamalla voidaan selvittää näytteen aktiivisuus ja niin ollen sen sisältämät isotoopit, kun niille ominainen spesifi aktiivisuus tiedetään. Tätä tietoa verrataan  $^{210}\text{Pb}$ :n kokonaismäärään, jolloin saadaan vertailukelpoinen jatkumo n. 150 vuoden ajalta nykypäivän näytteeseen.

Näytteet kylmäkuivattiin sekä jauhettiin Viikissä suljettaviin muovipurkkeihin analyysyä varten. Lyijyjajoitus suoritettiin turvenäytteille Exeterin yliopiston maantieteen laitoksen tiloissa neljän päivän aikana keväällä 2019. Proseduuri toteutettiin Nicole Sandersonin laatiman tekniikan mukaisesti (Sanderson 2016). Ajoitimme yhteensä 110 näytettä  $^{210}\text{Pb}$  -ajoituksen avulla.

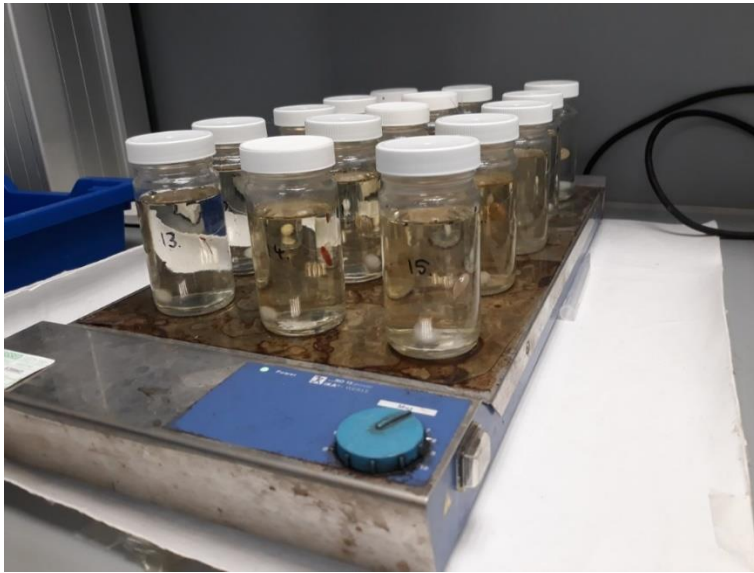
Radioaktiivisuuden mittausta varten valmistettiin käyttöön hopealevyt (halkaisija n. 1 cm) jokaista näytettä varten, joihin ruiskutettiin toiselle puolelle suojamaalia, johon aktiivisuus ei leimaudu. Levyt merkattiin ja rei'itettiin myöhempää käyttöä varten.

Kuivatut turvenäytteet punnittiin ja niiden paino kirjattiin ylös. Näytteet siirrettiin numeroituihin, happopuhdistettuihin keitinlaseihin ja vietiin vetokaapin suojaan. Vetokaapissa jokaiseen näytteeseen lisättiin 1 ml  $^{210}\text{Po}$  -radioaktiivista merkkiainetta. Merkkiaineen lisäämistä seuraavissa vaiheissa turvetta lysoitiin konsentroidulla typpihapolla ( $\text{HNO}_3$ ) sekä 30 % vetyperoksidilla ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) keittämällä ja haihuttamalla näytteet välissä kuumalevyllä.



**Kuva 4.** Numeroituja turvenäytteitä keitinlevyllä (kuva: Sanna Piilo)

Näytteiden lysoinnin jälkeen ne liuotettiin 6-molaariseen hydrokloridiin (HCl), sentrifugoitiin ja kaadettiin supernatantti hydrokloridin ja askorbiinihapon lisäyksen jälkeen kannellisiin lasipurkkeihin. Purkkien sisälle laitettiin kuhunkin pienet hopealevyt, joihin 24 tunnissa kertynyt aktiivisuus mitattiin alfaspektrometrillä. Alfaspektrometri mittaa  $^{210}\text{Pb}$  -aktiivisuutta epäsuorasti  $^{210}\text{Po}$ :n radioaktiivisuuden mukaan alfapartikkelien säteilystä.



**Kuva 5.** Näytesarjat magneettisekoittajassa. Aktiivisuus merkkiytyy astioissa oleviin hopealevyihin. (kuva: Sanna Piilo)

Kahden ajoitusmenetelmän tulokset yhdistettiin konstruoiden näytesarjoille kalibroidut ikäsyvyysmallit BACON v.2.3.3 paketilla R -ohjelmiston versiossa 3.4.3 (R-Core-Team 2017). Menetelmä perustuu Bayesin tilastotieteen teoreemaan, jonka kautta näytteille arvioitiin painotetun keskiarvon iät yhden senttimetrin resoluutiolla (Blaauw & Christensen 2011). Ajoituksesta saatua tietoa käytetään yksittäisten näytteiden ajoittamisen ohella myös malleihin kerrostumisen tavoista, hiilenkertymän vaihteluista ja kerrostumisen jälkeisistä turvekerroksen profiilin liikkeistä.

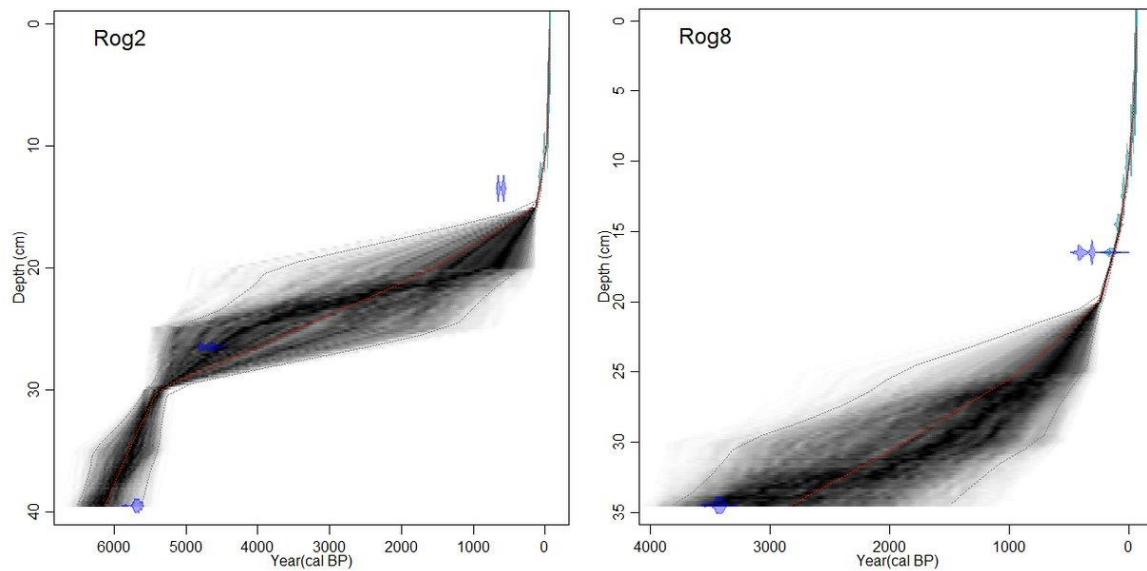
### 3. Tulokset

#### 3.1 Radiohiili $^{14}\text{C}$ - ja lyijy- $^{210}\text{Pb}$ –kronologiat sekä ikäsyvyysmallit

Turvenäytteitä ajoitettiin Rog2 -näytesarjassa 40 kappaletta ja Rog8 –sarjassa 35 kappaletta. Pinnimmaiseta iät olivat nuorempia kuin 1950 CE ja tuoreimmat nykypäivän näytteet ajoittuivat vuosiin -65 cal. BP (Rog2) ja -64 cal. BP (Rog8). Vanhimpien näytteiden mittaustulokset osoittavat keskenään merkittävää ikäeroa mediaanin ollessa 6151 cal. BP (Rog2) ja 2880 cal. BP (Rog8).

$^{14}\text{C}$ - ja  $^{210}\text{Pb}$  –mittausten tuloksista yhdistetyt kuvaajat esittävät huomattavia ajallisia muutoksia turvekerrosten kertymässä (kuva 6). Myös näytesarjojen välillä havaitaan merkilläpantavia eroja.

Rog2-näytesarjan vanhimmat kerrokset n. 30–40 cm syvyydessä 5000–6151 cal. BP ovat kertyneet nopeasti. Kertyminen on molemmissa sarjoissa verrattain hidasta n. 200–2000 cal. BP, ja Rog2:n kohdalla vielä n. 5500 cal. BP asti. Rog8 –sarjan kohdalla kehitys on hiemaan hitaampaa ja kattaa noin 20 senttimetriä pinnasta, kun taas nopean kertymisen jakso Rog2 -näytesarjassa voidaan havaita 0–15 cm syvyyksissä. Molemmissa näytesarjoissa on kokonaiskuvassa havaittava trendi, jossa turpeen kertymisnopeus selkeästi kasvaa alkaen noin sata vuotta sitten, jatkuen nykypäivään saakka.



**Kuva 6.** Ikä-syvyysmallit Rog2 ja Rog8 -näytesarjoista. Punainen käyrä edustaa painotettua keskiarvoa. Kuvaajat on esitetty virhemarginaalien kanssa.  $^{14}\text{C}$  (sininen) ja  $^{210}\text{Pb}$  (vihreä) –ajoitusten tulokset ovat yhdistetty kokonaisten ikäsyvyysmallien kattamiseksi.

### 3.2 Kasvillisuusmuutokset

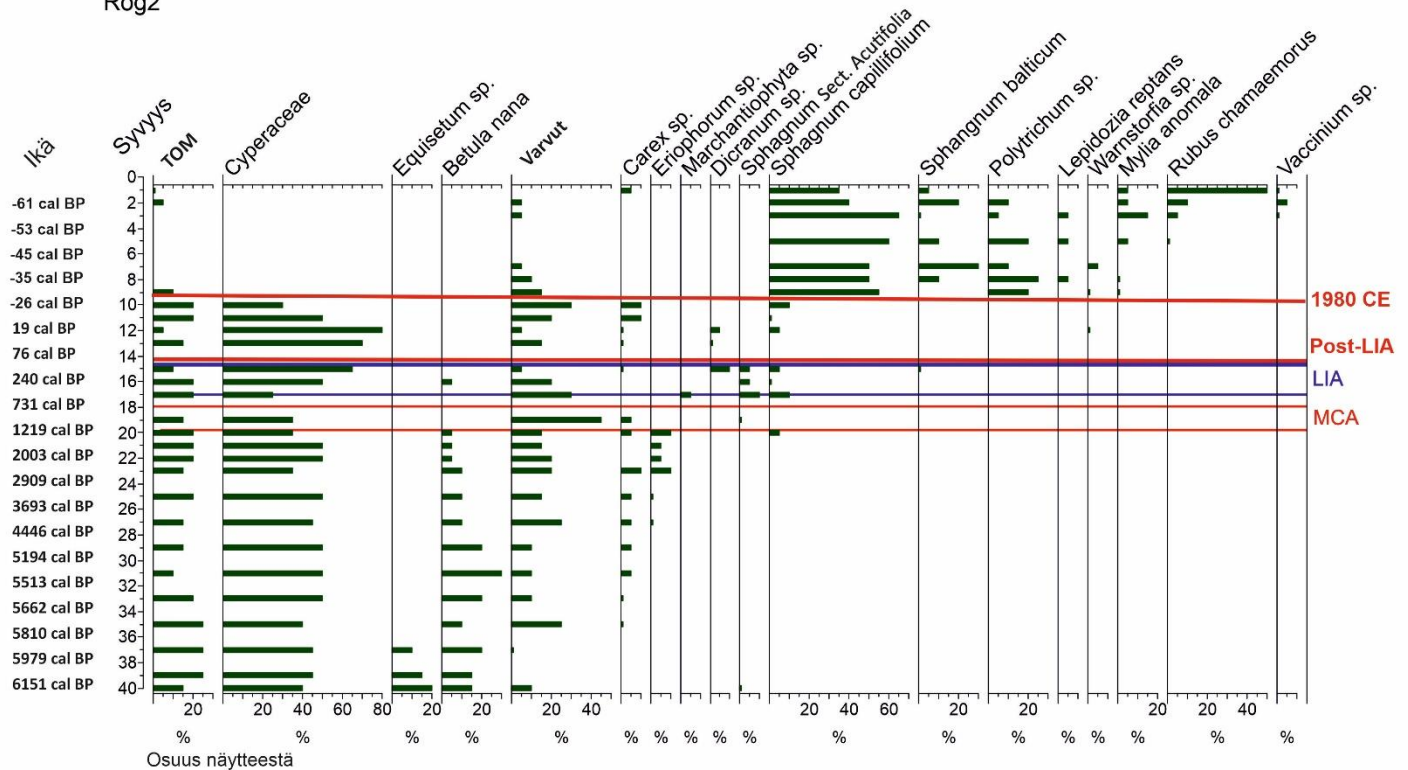
#### Rog 2.

Ensimmäisen sarjan vanhimmat näytteet koostuvat suurelta osin *Betula nana*-tuohisolukosta (erityisesti 40–20 cm) sekä *Cyperaceae* -ryhmän kasvinosista (erityisesti 40–10 cm).

*Eriophorum sp.* jäänteitä esiintyy näytesarjan syvyydessä 23–20 cm. Erityisesti näytteissä 19 cm ja 17 cm varpukasvien osat ovat vallitsevassa osassa. Näytteissä 11 cm ja 10 cm sarakasvit (*Carex spp.*) on hallitseva kasviryhmä. Näytesarjan pintaosat (9–1 cm) ovat *Sphagnum capillifolium* –valtaisia seuranaan jäänteitä ryhmän *Marchantiophyta* lajista (9–2 cm), *Mylia anomala* (eniten 5–1 cm) sekä *Rubus chamaemorus* (3–1 cm).



Rog2



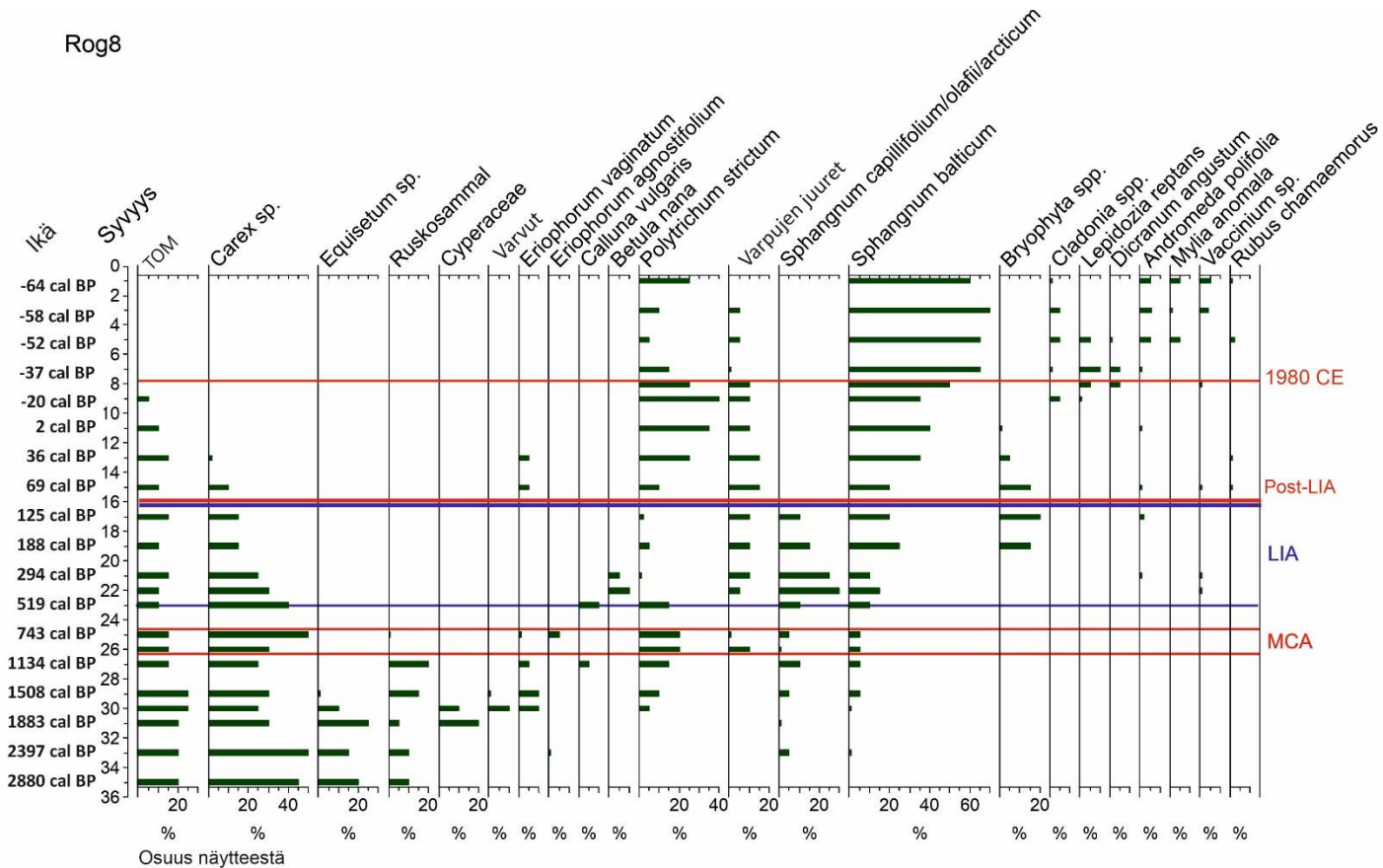
**Kuva 7.** Tilia-ohjelmistolla tuotettu diagrammi Rog2 -näytesarjan kasvimakrofossiilianalyysin prosentuaalisista osuuksista (x-akseli) yhdistettynä syvyyteen (cm) ja radiohiili- sekä lyijyajoituksen kalibraation tuloksiin (BP= Before present). Diagrammiin on valittu vain ne lajit, joiden osuudet ja niiden muutokset ovat selviä. Oikealla ilmastovaiheiden merkinnät: Medieval Climate Anomaly (MCA) 1050–700 cal BP, Little Ice Age (LIA) 500–100 cal BP sekä Post-LIA warming 100 cal BP (tai 1850 CE) sekä nykyisen lämpenemisen alun fokuksipiste 1980 CE. TOM = tunnistamaton orgaaninen materiaali.

Rog 8.

Toisen näytesarjan varhaiset vaiheet ovat *Carex sp.* -valtaisia pitkälle sarjan puoliväliin saakka. Vanhimmissa näytteissä *Equisetum sp.* esiintyy (35–30 cm) seuranaan ruskosammalia (35–27 cm). Ruskosammalla viitataan polyfylettiseen vaateliiden sammalten (*Bryophyta*) ryhmään, joiden esiintyminen indikoi usein eutrofiaa. *Equisetum*- ja ruskosammalten luonnehtiman vaiheen vaihettuessa näytteissä tulevat esiin *Polytrichum strictum*, joka esiintyy näytesarjassa aina nykypäivään saakka. Noin syvyydessä 20 cm *Sphagnum capillifolium/olafii/arcticum* yleistyi, jonka jälkeen *S. balticum* alkaa vallita lajistossa aina nykypäivän näytteisiin saakka.

Lähihistorian sekä nykypäivän lajistossa esiintyvät myös *Mylia anomala*, *Andromeda polifolia*

sekä ryhmä *Cladonia*. Varpukasveille kuuluvia juuria sekä *Vaccinium* -ryhmää tavataan satunnaisesti tuoreimmissa pintakerrosten näytteissä.



**Kuva 8.** Tilia-ohjelmistolla tuotettu diagrammi Rog8 -näytesarjan kasvimakrofossiilianalyysin prosentuaalisista osuuksista (x-akseli) yhdistettynä syvyyteen (cm) ja radiohiili- sekä lyijyjajoituksen kalibraation tuloksiin (BP= Before present). Diagrammiin on valittu vain ne lajit, joiden osuudet ja niiden muutokset ovat selviä. Oikealla ilmastovaiheiden merkinnät: Medieval Climate Anomaly (MCA) 1050–700 cal BP, Little Ice Age (LIA) 500–100 cal BP sekä Post-LIA warming 100 cal BP (tai 1850 CE) sekä nykyisen lämpenemisen alun fokuksipiste 1980 CE. TOM = tunnistamaton orgaaninen materiaali.



**Taulukko 2.** Kasvimakrofossiilianalyysissä tunnistetut taksonit. Tieteelliset nimet vasemmalla ja suomenkieliset nimet oikealla puolella. Vastaavan tieteellisen tai suomenkielisen lajin tai taksonin nimen puuttuessa on kirjattu viiva (-).

<b>Sammalet</b>	<i>Dicranum angustum</i>	Äimäkynsisammal
	<i>Lepidozia reptans</i>	Haarusammal
	<i>Marchantiophyta sp.</i>	Maksasammalet
	<i>Mylia anomala</i>	Rahkanäivesammal
	<i>Polytrichum strictum</i>	Rämekarhunsammal
	<i>Polytrichum commune</i>	Korpikarhunsammal
	<i>Polytrichum jensenii</i>	Rantakarhunsammal
	<i>Sphagnum balticum</i>	Silmäkerahkasammal
	<i>Sphagnum cf. capillifolium/olafii/arcticum</i>	-
	<i>Sphagnum capillifolium</i>	Kangasrakasammal
	<i>Sphagnum rubellum</i>	Rusorahkasammal
	<i>Sphagnum acutifolia sp.</i>	-
	-	Ruskosammalet
	<i>Warnstorfia spp.</i>	Hetesirppisammalet
<b>Varvut</b>	<i>Andromeda polifolia</i>	Suokukka
	<i>Betula nana</i>	Vaivaiskoivu
	<i>Calluna vulgaris</i>	Kanerva
	<i>Rubus chamaemorus</i>	Lakka
	<i>Vaccinium sp.</i>	Puolukat
<b>Putkilokasvit</b>	<i>Carex sp.</i>	Sarat
	<i>Cyperaceas spp.</i>	Sarakasvit
	<i>Eriophorum vaginatum</i>	Tupasvilla
	<i>Eriophorum angustifolium</i>	Luhtavilla
	<i>Equisetum sp.</i>	Kortteet
	<i>Scheuchzeria palustris</i>	Leväkkö

## 4. Tulosten tulkinta ja keskustelu

### 4.1 Muutokset kasvillisuudessa ja yhteydet ilmastollisiin muutoksiin

Rog2-näytesarja (kuva 7.) sisältää myös paljon vanhempia näytteitä kuin Rog8 (kuva 8.).

Molemmat sarjat kattavat MCA:n (Medieval Climatic Anomaly), LIA:n (Little Ice Age), sekä nykyisen ilmaston lämpenemisen aikavälit.

Rog2 –sarjan vanhimmat näytteet edustavat *Cyperaceae* –voittoista kasvillisuutta, jonka rinnalla kuivilla mätäs- ja välipinnoilla viihtyvät *Betula nana* ja muut varvut ovat suhteellisen runsaina (n. 6150–2500 cal. BP). Kuivien mätäspintojen lajisto saattaa olla merkki roudan kertymisestä, jolloin muodostuvan palsan yläpinnalle kehittyvät kuivat mätäsolosuhteet (Oksanen ja Välranta 2006). Rog8 -näytesarjan pohjalla vallitsivat märkien ja oligo-meso-eutrofisten lajien yhteisö, jossa *Equisetum* esiintyy ruskosammalien, mutta myös sarakasvien kanssa (n. 2880–1600 cal. BP) merkkinä nevamaisen suoympäristön vaiheista.

*Sphagnum* (sect. *Acutifolia*) alkaa yleistyä Rog8:ssa n.1300 cal. BP, kun taas Rog2:ssa n. 730 cal. BP *S. capillifolium* yleistyy pintaan saakka osoittaen kuivaa ombro-oligotrofista kasvuympäristöä. *S. capillifoliumin* yleistymisen alkuvaiheilla märeälle suoympäristölle tyypillinen *Cyperaceae* –kasvillisuus on väistynyt ja varpumaisten kasvien osien (”Varpujen osat” ja *B. nana*) osuus on kohonnut vahvistaen merkkejä MCA:n aikaisesta kuivasta suoekosysteemistä, minkä taustalla saattaa olla voimistunut haihdunta (e.g. Välranta ym. 2020 ja siellä olevat lähteet). Tutkimukset ovat korostaneet *Sphagnum* –vaiheiden vahvistumisessa myös suon autogeenisen sukkession merkitystä (Oksanen ym. 2003).

LIA:n aikana n. 100–400 cal. BP Rog2-sarjassa on hetkellisesti yleistynyt varpukasvillisuus, kun taas Rog8-sarjassa *Sphagnum* on samanaikaisesti vallitseva lajiryhmä. Molemmat muutokset osoittavat kasvuympäristön kuivumista. N. 240 cal. BP *Dicranum angustum* esiintyy Rog2:ssa viitaten mätäs- ja välipintojen meso-eutrofiseen ympäristöön. *S. balticum* yleistyi Rog8 –sarjassa n. 200 cal. BP. Lajia tavataan nevojen väli- ja rimpipinnoilla ombro-oligotrofisessa ympäristössä. Siirtymä xerofilisestä *Dicranum* –vaiheesta rimpien *S. balticum* –vaiheeseen on tulkittu aiemmissa tutkimuksissa hetkeksi, jolloin ikeiroutamuodostuma on sulanut (Oksanen ym. 2001; Oksanen ym. 2003).

LIA:n aikaisten kuivien olosuhteiden on huomattu tukeneen mätäsmäisiä olosuhteita ikeiroudan pinnalla ilmastollisten ja sitä seuraavien hydrologisten muutosten johdosta, (Zhang ym. 2018a) mikä onkin todennäköisin selitys *Betula nanan* ja muiden kuivien indikaattorilajien yleistymiselle kyseisenä ajanjaksona. Toisaalla on saatu myös lähes vastakkaisia tutkimustuloksia, joissa kylmien ilmasto-olosuhteiden on arveltu heikentäneen kuivia *Sphagnum*-populaatioita, jotka ovat korvautuneet *Carex sp.* sekä muilla putkilokasveilla, jotka suosivat

märkää suoympäristöä (Galka ym. 2018). Syyksi kylmiä ilmasto-olosuhteita seuranneelle suon vettymiselle on arveltu haihdunnan vähenemistä ja yleisesti ikiroutasoiden poikkeavasta hydrologiasta koituvia seurauksia (Zhang ym. 2018a). Suon pinnan vettymisen on ollut havaittu olleen lämpimien ilmastojaksojen ohimenevä vaihe, joka johtuu roudan sulamisvesistä. Lämpenemisen seurauksena voimistuva haihdunta saattaa kuitenkin syrjäyttää märän vaiheen, jolloin kuiva mätäslajisto valtaa suon pinnan (Zhang ym. 2018a, Oksanen ja Väiliranta 2006). Kuivuminen on todennäköisempää silloin, kun ikiroutaa on suossa vähän ja niiden sulavedet eivät vaikuta laajalti; tällöin haihdunnalla on voimakkaampi rooli suon hydrologialle (Zhang ym. 2018a).

*Eriophorum vaginatum* esiintyy muutamassa vaiheessa suon historiaa. Tupasvillan on huomattu olevan laji, joka indikoi suon muutosta runsasravinteisista ja märistä nevatyyppistä vähäravinteiseen ja kuivempaan rämetyyppin suoekosysteemiin (Väiliranta ym. 2017). Rog2:ssa *Eriophorum sp.* esiintyy n. 500 BP, minkä jälkeen varpujen osuus näytteissä kasvaa ja hieman myöhemmin myös rahkasammalet yleistyvät. Rog8:ssa *E. vaginatum* esiintyy ensimmäisen kerran 1500 BP, jonka rinnalle ja jälkeen *Polytrichum sp.* sekä *S. capillifolium/olafii/arcticum* lisäävät edustustaan näytteissä. Paljon myöhemmin n. 69 BP *E. vaginatum* on näkyvissä uudelleen, mitä seuraa *P. strictumin* ja *S. balticumin* voimistunut kasvu, jolloin *Carex sp.* väistyy kokonaan kasviyhteisöstä. Tämän kehityksen alkutekijät ajoittuvat karkeasti Post-LIA - aikakaudelle, eli pienen jääkauden jälkeiselle ilmaston uudelleenlämpeämiselle 190–70 cal BP. Aikaisemmissa tutkimuksissa on havaittu, että myös *S. balticum* on ollut osallinen *E. vaginatum*in ohella muovaamassa suon olosuhteita otolliseksi kuivalle rämemäiselle suotyypille (Väiliranta ym. 2017). Näitä kehityskulkuja koskien näytesarjojen edustamat muutokset ovat kuitenkin melko erisuuntaisia ja toisaalla selväpiirteisempiä kuin muualla, joten *E. vaginatum*in tai *S. balticumin* todellista vaikutusta kasviyhteisön uudelleenmuovautumiseen on hankala arvioida. Tätä voidaan kuitenkin pitää yhtenä näkökulmana suon läpikäymille muutoksille.

Rog2:ssa *Cyperaceae*-kasvillisuus alkaa väistyä n. 40 cal. BP, kun taas taitos sarakasvien osuuden vähittäisen vähenemisen suuntaan alkaa jo n. 300 cal. BP. *Carex*-kasvillisuus on hävinnyt Rog2:ssa täysin n. 0 cal. BP (esiintyäkseen uudelleen pintanäytteessä väistyvänä osuutena), ja Rog 8:ssa n. 36 cal. BP. Lopullinen muutos *Sphagnum*-valtaiseen suokasviyhteisöön *Carex*-lajiston väistyttyä tapahtuu hyvin synkronisesti kahden näytesarjan

välillä vuoden 1980 CE vaiheilla. Muutos ajoittuu nykyisen ilmaston lämpenemisen alkutekijöihin (Huang ym. 2017). Tutkimukset kuitenkin korostavat ilmastollisten tekijöiden ohella ombrotrofikaation aikaisen autogeenisen sukkession olevan tärkeä tekijä suon dynamiikassa (Galka ym. 2018). Karujen soiden mätäspintojen lajistoon lukeutuva *Lepidozia reptans* esiintyy Rog8:ssa seuranaan *S. balticum* sekä *P. strictum* 1980–2000 CE (-30–50 cal. BP), minkä aikana paikalla alkavat yleistyä myös varpukasvillisuus (*Betula nana*, *Vaccinium*, *Andromeda polifolia*) sekä *Rubus chamaemorus*. Nämä ovat merkkejä habitaatin viime vuosikymmenten takaisesta, voimistuneen lämpenemisen aikaisesta kuivumisesta. Rog8:ssa *S. balticum* indikoi kenttähavaintoja tukien pintakerrosten valtalajina rimpi- ja välipintojen kosteampaa ympäristöä, mutta toinen pintanäytteiden laji *P. strictum* tavataan yleisemmin rämeisillä *Sphagnum*-mättäillä. Rog8 osoittaa siis mahdollista hienovaraista muutosta viime vuosikymmenten takaisesta varpujen ja väli-rimpipintojen *Sphagnum*-lajien vallitsemasta tilanteesta hieman kuivempaan suoekosysteemiin.

Rog2:n kohdalla *R. chamaemorus* sekä *S. capillifolium* ovat näytesarjassa pintakerrosten valtalajeja, mikä indikoi ombrotrofista kuivaa mätäspintaa. Kahden näytteenottopaikan välillä on ero kosteusolosuhteiden indikaattorilajeissa, mikä on tavallista, sillä samankin suon eri osissa mikrohabitaatit poikkeavat tavallisesti toisistaan (e.g. Zhang ym. 2018a).

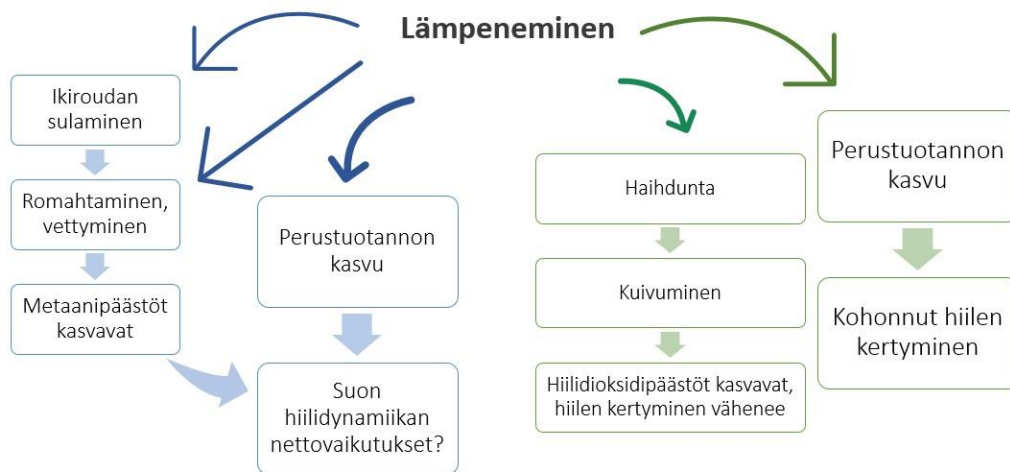
Molemmissa näytesarjoissa on havaittavissa joitakin siirtymiä suoekosysteemin historiassa. Suon kehityskulun varhaisemmassa mässä ja minerotrofisessa neuvavaiheessa esiintyy sarakasvillisuutta ja heiniä. Rog 8:n tuloksista voidaan havaita suon historiassa - vaikka se ei koko suon olemassa oloaikaa katakaan - vallinnut korkean ravinnetason sarakasvien ja ruskosammalien pidempi vaihe. Rog2:ssa suon varhaisemmat vaiheet ovat puolestaan heinäkasvillisuuden (*Cyperaceae*) vallitsemia. Rog2 on päätynyt kehityksessään nykypäivää kohti kasvilajiston mukaan kuivempaan nykytilaan kuin Rog8.

Hajonneen siksi tunnistamattoman orgaanisen aineksen määrä on Rog2 -näytesarjassa hieman korkeampi jo varhain, paikoin jopa 30 % jo n. 20 BP. Rahkasammalkarike heikommin maatuva kuin sarakarike, ja näytteiden välillä oli suuria eroja tunnistettavuuden kannalta. Molempien sarjojen hajonneen materiaalin osuus pysyy melko vakaana, 15–25 %, vanhimmissa näytteistä n. 50 cal. BP asti. On tavallista, että hajotustoiminta jatkuu hitaana turpeen sisällä, ja pitkien

aikojen kuluessa hajonneen aineksen osuus kasvaa. Näytteiden huuhtomisessa ennen peittävyysarvion tekemistä poistuu siivilän läpi osa pisimmälle hajonneesta aineksesta, jolloin hajonneen aineksen todellista osuutta alkuperäisestä näytteestä ei voida enää arvioida täysin luotettavasti. Tutkimus ei keskity maatuneisuusasteen havainnointiin, joten prosentuaaliset osuudet ovat vain suuntaa antavia.

#### 4.2 Tutkimussuon mahdolliset kehityssuunnat

Ikiroudan sulamisen aiheuttamasta akuutista suopinnan vettymisestä huolimatta on havaittu, että joskus hydrologiset olosuhteet ovat olleet kuivemmat MCA:n kuin LIA:n aikaan (Zhang ym. 2018). Viimeaikainen lämpeneminen yhdistetään toisinaan kuivempiin ekosysteemeihin siitä huolimatta, että paikallisesti ikiroudan sulavedet lisäävät hetkellisesti suon kosteutta (kuva 7.) (Zhang ym. 2018, Välranta ym. 2020). Pidemmällä aikavälillä huomataan, että lämpimien kausien kiihtynyt haihdunta voi aiheuttaa suonpinnan kuivumista (Välranta ym. 2020). Myös LIA:n aikaan on havaittu kuivia ajanjaksoja, minkä ajatellaan olevan yhteydessä ikiroudan nostamien turvekumpujen mätäsmäisiin olosuhteisiin, vaikka haihdunta onkin pääsääntöisesti vähäisempää kuin lämpiminä ajanjaksoina (Zhang ym. 2018a, Välranta ym. 2020).



**Kuva 7.** Ilmaston lämpenemisen mahdollisia seurauksia palsasoiden ekosysteemeille. Mukailtu julkaisusta Välranta ym. 2020

Vaikka rahkasammalet kerrostavat biomassaa tehokkaasti, niiden seuralaislajit saattavat osallistua orgaanisen aineksen hajottamiseen. Ilmastomuutoksen seurauksena soiden putkilokasvien osuus saattaa vähintään hetkellisesti kasvaa, jolloin niistä erittyy suurempi määrä hajottajien suosimia yhdisteitä (Robroek ym. 2015). Tämän seurauksena suon pintakerrokseen hajonnut tai liuennut orgaaninen aines voi alkaa hajota kiihtyvällä tahdilla, jolloin suon kyky varastoida hiiltä heikkenee (Robroek ym. 2015). Toisaalta kasvukauden pidentyminen, korkeampi lämpötila ja ilmakehän kasvanut hiilidioksidin osuus kiihdyttävät fotosynteesiä (Gallego-Sala ym. 2018). Tällöin hiilen kertyminen tehostuu, ja suo toimii tehokkaampana hiilinieluna. Kasviyhteisön rooli tulevaisuuden hiilensidonnassa on moninaisten vaikutteiden vuoksi vaikeasti ennustettavissa, varsinkin ikiroutasoiden osalta.

Suot kasvattavat alaansa paitsi vertikaalisti kerrostamalla turvetta, myös lateraalisesti levittäytymällä laajemmalle ympäristöönsä (Vasander 1998). Suon reuna-alueet tuottavat valtaosan suon metaanipäästöistä (Rydin & Jeglum 2006), sillä ne ovat yleensä minerotrofista nevaa. Ilmastomuutoksen seurauksena suon reuna-alueet saattavat tehostaa roolia metaanin lähteenä (Korhola ym. 2010). Tällä olisi merkitys ilmakehän kasvihuonekaasujen konsentraatioon ja ilmaston lämpenemisen etenemiselle.

Palsasoilla on tapahtunut aikojen saatossa paitsi syklistä palsojen muodostumisen ja romahtamisen vuorottelua (Seppälä 1984), myös ei-syklistä routaantumista ja osittaista sulamista, kuten tutkimusalueella laajalti havaittu termokarstien leviäminen (Oksanen ym. 2001, Oksanen ym. 2003). Nämä vuorottelut eivät seuraa välttämättömän tarkasti ilmaston jäähtymisen ja lämpenemisen syklejä (Oksanen ym. 2001, Zhang ym. 2018b). Viime vuosikymmenten aikainen palsojen ja muiden ikiroutamuodostumien laaja sulaminen on muuttanut monien arktisten soiden maisemaa (Luoto 2004), kasvillisuutta sekä roolia globaalissa hiilen kierrossa. Palsojen ja ikiroutamuodostumien sulaminen esimerkiksi MCA:n aikaan on johtanut hiilen voimistuneeseen kertymiseen lämpimän ilmaston optimoitua runsaampaa *Sphagnum* -kasvustoa, mutta toisaalla sulaminen on johtanut sen sisältämän eloperäisen aineksen hajoamiseen, jolloin hiilenkertymä mitataan vähäisempänä (Zhang ym. 2018b). Hiilen varastoitumiseen vaikuttavat negatiivisesti myös muut häiriöt, kuten eroosio (Oksanen ym. 2001).

Hiilen kertyminen on vaihdellut holoseenin aikana soiden välillä asynkronisesti riippuen paikallisista hydrokliimaattisista olosuhteista (e.g. Charman et al. 2013, Yu ym. 2010), ja paikalliset eroavaisuudet ovat todennäköisiä myös tulevaisuudessa. Paikallisiin eroihin vaikuttavat myös suon autogeeniset ilmiöt, joilla on rooli myös tulevaisuuden suokasviyhteisöjen kannalta (Tuittila ym. 2007).

Ilmastomuutoksen edetessä maastopalot tulevat lisääntymään todennäköisesti myös tutkimusalueen seuduilla (IPCC 2019, Babeshko 2019). Tulipalot ovat suon dynamiikan kehityssuuntien kannalta merkittäviä tapahtumia muuttaen olennaisesti kasvualustan olosuhteita yleensä märkään rimpimäiseen tilaan (Sillasoo ym. 2011, Babeshko ym. 2021). Tulipalot ovat menneisyydessä ilmenneet kuivilla *Sphagnum* -mättäillä (Sillasoo ym. 2011), jollainen on myös näytepisteen Rog2 kehityssuunta.

Tämän tutkimuksen tulokset osoittavat suon lähihistoriassa tapahtuneen siirtymän *Sphagnum* – valtaiseen suokasviyhteisöön. Muutoksen myötä rämemäinen kasvuympäristö kehittynee entistä voimakkaammin *Sphagnum* -lajistoa suosivaan suuntaan, eli se se happamoituu, jolloin monet muut kasvit eivät siinä enää viihdy (Granath 2010; Laine ym. 2011). Ombrotrofikaation kannalta on arveltu, että voimakkaammat sateet voivat huuhtoa kuperalta suon pinnalta ravinteita luoden ombrotrofiselle suokasviyhteisölle sopivan alustan (Hughes 2000). Rämeympäristö siis suosii itse itseään autogeenisen kehityksen ajamana, ja toisinaan suon ympäristö edesauttaa kehitystä entisestään. Sammaleisen *Sphagna* – ja *Dicranum spp.* pinalajiston on todettu jopa ylläpitävän resilienssiä mikrohabiataatin tasolla ilmastoperäistä muutospainetta vastaan (Sim ym. 2021). Nämä ominaisuudet voivat toisaalta auttaa suota säilyttämään ekologiset ja biogeokemialliset ominaisuutensa myös tulevaisuudessa, vaikkakin suoraviivaisia ennustuksia tulee välttää suon dynamiikan kompleksisten vaikuttimien vuoksi (Sim ym. 2021).

Pitkittyneiden lämpimien ja kuivien kausien aikaan pohja- ja pintaveden vaikutus vähenee, jolloin *Sphagnum*-valtainen suolajisto saattaa levittäytyä nykyistä laajemmalle arktisilla suoalueilla (Galka ym. 2018). Ilmaston lämpeneminen yhdessä suon autogeenisen sukkession kanssa voi saada aikaan huomattavia alueellisia muutoksia, joissa osa aapasuoalueista korvautuu keidassoilla (Väliiranta ym. 2017). Yleisesti ottaen ombrotrofiset suot kerryttävät nopeammin biomassaa turpeeksi kuin minerotrofiset suot (Vasander 1998) joten vaikutus hiilensidonnan

kautta ilmastopakotteena voi kääntyä tulevaisuudessa hetkellisesti negatiiviseen eli ilmastoa viilentävään suuntaan. Tämän tutkielman tulokset osoittavat kasvillisuutensa perusteella tämän kaltaisia mahdollisia muutoksia suon olosuhteissa hyvin paikallisella otoksella.

Subarktisilla alueilla lämpiminä kausina kohonnut haihdunta on merkittävä tekijä suon pinnan hydrologisten muutosten säätelijänä (Zhang ym. 2018a). Vaikka voimistuneen haihdunnan mukainen kuivuminen ei vaikuttaisi heti suon olosuhteisiin, kuivuuden, ja toisaalta rankkasateiden, seuraukset voivat kantautua suolle laajemmalla valuma-alueella tapahtuvien muutosten seurauksena (Swindles ym. 2018). Palsasuon muutos kohti kuivempaa suoekosysteemiä saattaa edetä märän termokarstivaiheen (ikiroudan sulaminen) kautta pysyväisen kuivaan systeemiin (valunnan heikentyminen) (Swindles ym. 2018, Hugelius ym. 2020). On siis mahdollista, että Rog8:n nykypäivän edustama rimpimäinen suokasviyhteisö tulee muuttumaan kohti kuivaa mätöslajistoa Rog2:n tavoin.

Pohjoisilla soilla kasvukauden fotosynteesin kannalta aktiivisella säteilyllä on ollut positiivinen vaste hiilen kertymiseen (Gallego-Sala ym. 2018). Tilanne on päinvastainen eteläisemmillä suoalueilla, missä hiilen kertyminen on vähäisempää. Viitaten nykyisiin arvioihin ilmastomuutoksen etenemisestä seuraavan vuosisadan aikana (IPCC 2019), pohjoisten soiden on ehdotettu voimistavan hieman rooliaan hiilinieluina vuoteen 2100 asti (Gallego-Sala ym. 2018). Vuosisadan lopulla ennakoidaan tapahtuvan käänne, jolloin pohjoisten soiden merkitys globaalissa hiilitasapainossa vähenee tropiikin soiden voimistuvien päästöjen vuoksi (Gallego-Sala ym. 2018).

Tämän tutkielman tulokset viittaavat suon historiassa tapahtuneisiin muutoksiin kohti *Sphagum*-valtaista suoekosysteemiä, minkä tiedetään tuottavan suuria määriä kasvibiomassaa. Mm. Gajewski (2015) on arvioinut Arktisten ekosysteemien olleen tuottavampia menneisyyden lämpimien ilmastojaksojen aikana. Useissa tutkimuksissa ilmaston painotetaan vaikuttavan kasviyhteisöihin moninaisin ja monimutkaisin tavoin riippuen suon autogeenisiksi prosesseiksi kutsuttujen tekijöiden summasta (esim. Gallego-Sala ym. 2018, Sim ym. 2021). Tämän tutkimuksen ikä-syvyysmallit eivät osoittaneet biomassan kertymisen kiihtyneen esimerkiksi MCA:n aikana (n. 1250–450 BP), mutta nykyisen lämpenemisen aikana vallinneen *Sphagum* –valtaisen vaiheen aikana eloperäisen aineksen (turpeen) kertyminen näyttäisi olleen voimakasta.



Ilmiön selittää tavallisimmin se, etteivät nuoremmat turvekerrokset ole ehtineet hajota yhtä kauan kuin suon vanhemmat kerrokset, joten suon pintakerroksissa on tavallisesti eniten hajoamatonta ainesta. Vanhoja ja nuoria kerrostumia ei siis voi vertailla pysyvän hiilivaraston kannalta toisiinsa (Young ym. 2019).

#### 4.3 Mahdolliset virhelähteet

Näytteiden ajoittamisen osalta näytteiden käsittelyssä kentältä laboratorioon kontaminaation riski on olemassa. Vaikka vaiheet näytteiden keruusta niiden leikkaamiseen ja mittaamiseen on tehty varoen, aineksen sekoittuminen etenkin keruu- ja leikkuuvaiheessa on mahdollista ja saattaa vaikuttaa  $^{14}\text{C}$  –mittausten tuloksiin.  $^{210}\text{Pb}$  –mittaus ei ole yhtä herkkä virhelähteille.

Kasvimakrofossiilianalyysin toteutuksessa tekijän tunnistustaidoilla on suuri merkitys oikean lajinmäärityksen toteutumisessa. Lisäksi prosentuaalisten osuuksien arviointi on tekijäkohtaista ja skaalautuu subjektiivisesti.

Kasvimakrofossiilien yhteisöt eivät aina edusta paikalla aikanaan vallinnutta kasviyhteisöä sellaisenaan. Taustalla vaikuttavat eroavaisuudet hajoamisessa ja maatuvuudessa eri lajiryhmien välillä sekä joidenkin putkilokasvien juurakoiden tunkeutuminen vanhempaan turvekerrokseen. Lisäksi otos kertoo vain hyvin paikallisen kasviyhteisön muutoksista. Tuloksien perusteella tehtävien tulkintojen analysointi on haastavaa, sillä suon prosesseihin liittyvät tekijät ovat kompleksisia ja liian yksiselitteisten vastausten antaminen on usein harhaanjohtavaa. Perusteellisempi analyysi ja tulosten yhdistäminen rinnakkaistutkimuksiin tarjoaisi todennäköisesti tarkemman kuvan todellisuudesta.

### 5. Johtopäätökset

Sain makrofossiilianalyysin avulla selville rajoitetun kuvan tutkimussuon kokemista vaiheista suhteessa ajoitettuihin näytteisiin. Kasvillisuuden muutosten perusteella arvioin suon hydrologisia muutoksia suhteessa tunnettuihin ilmaston vaihteluihin viimeisten vuosisatojen aikana. Tutkimushypoteesini 1. ja 2. mukaisesti kasvillisuuden muutoksissa oli nähtävissä

joitakin näytesarjojen välisiä yhteneväisyyksiä, jotka saattavat olla yhteydessä ilmastollisiin vaihteluihin.

- 1) Viimeisen vuosituhannen aikana tapahtuneet ilmaston vaihtelut ovat vaikuttaneet tutkimussuon hydrologiaan ja sitä kautta kasvilajiston koostumukseen
- 2) Kyseiset muutokset voidaan havaita näytesarjojen turvekerrostumissa.

Tulokset osoittivat tutkimussuon käyneen läpi kuivan kasvillisuuden vaiheita sekä ilmastohistorian lämpiminä että kylminä ajanjaksoina. Nykypäivän lämpenemisen aikana eri näytepisteissä on tapahtunut sekä kuivumista että siirtymiä kosteaan suoekosysteemiin ikiroudan sulamisen jälkeisinä ajanjaksoina. Kahden näytesarjan välinen kehitys ei osoittanut aina merkittävää synkroniaa, ja niistä on tehtävä tulkintoja varoen yksinkertaistuksia. Osa tutkimukseni tuloksista oli yleistettävissä kokonaiskuvaan, jonka aikaisemmat tutkimukset ovat välittäneet. Tuloksistani voidaan tehdä johtopäätöksiä, joilla on suuntaa antavaa merkitystä suon hiilidynamiikkaan.

Suon kasvillisuuden muutoksiin ja sen mahdollisiin kehityssuuntiin liittyy monia tekijöitä, joiden saattaminen yhteen selittäväksi tekijäksi on haastavaa. Tutkimukseni tukee aikaisempien tutkimuksien tuloksia, joiden mukaan ilmaston suuret vaihtelut ovat vaikuttaneet soiden kasvillisuusmuutoksiin yhdessä monien muiden vaikutteiden kanssa. Erityisen selvää on viimeisimpien vuosikymmenten kehityssuunta, jolloin ikiroutamuodostumien sulaminen on muovannut pan-arktisia suoympäristöjä. Tulevaisuuden suuntien ennusteet ovat toisistaan poikkeavia, etenkin koskien arktisten soiden kykyä toimia hiilinieluinä myös tulevaisuudessa. On selvää, että arktiset suot eivät reagoi ilmastomuutoksen tuomiin vaikutteisiin yhtenäisellä tavalla, vaan soiden vasteet voivat poiketa toisistaan. Yksittäisen suon mikrohabitaatit kokevat toisistaan poikkeavia muutoksia, ja etenkin routavaikutteisen suonpinnan hydrologia on poikkeavaa. Mikään yksittäinen ympäristötekijä ei selitä kokonaisvaltaisesti suon dynamiikassa tapahtuvia muutoksia, vaan tutkimukseen tulee ottaa huomioon monipuolisesti eri näkökulmia ja vaihtoehtoja.

## 6. Kiitokset

Haluan kiittää ohjaajaani dosentti Minna Väilirantaa kärsivällisestä ohjauksesta ja johdattuksesta soiden paleoekologian menetelmiin, sekä Sanna Piiloa suuresta avusta kasvimakrofossiilien ja näytteiden ajoitustöiden kanssa. Osoitan kiitokseni myös kenttä- ja laboratoriotöiden tekijöille ja järjestäjille, jotka ovat luoneet edellytykset työni valmistumiselle.

## 7. Kirjallisuus

- Alm J., Saarnio S., Nykänen H., Silvola J. & Martikainen P. J. (1999): Winter CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeochemistry*, 44: 163–186.
- Babeshko, K. V. ym. (2021) A multi-proxy reconstruction of peatland development and regional vegetation changes in subarctic NE Fennoscandia (the Republic of Karelia, Russia) during the Holocene. *Holocene (Sevenoaks)*. [Online] 31 (3), 421–432.
- Blaauw, M. & Christen, J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*, 6(3), 457–474.
- Bronk Ramsey C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51: 337–360.
- Charman, D. (2002). Peatlands and Environmental Change. *Chichester, England: John Wiley & Sons Ltd.*
- Clymo, R.S. (1984). The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, 303(1117), s. 605–654.
- Fronzek, S., Carter, T.R., Räisänen, J. ym. (2010) Applying probabilistic projections of climate change with impact models: a case study for sub-arctic palsamires in Fennoscandia. *Climatic Change* 99, 515–534
- Frolking S and Roulet NT (2007) Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biology* 13: 1–10
- Gajewski, K. (2015). Impact of Holocene climate variability on Arctic vegetation. *Global and Planetary Change*, 133, 272–287.
- Gałka, M., Szal, M., Watson, E. J., Gallego-Sala, A., Amesbury, M. J., Charman, D. J., Roland, T. P., Edward Turner, T., and Swindles, G. T. (2017) Vegetation Succession, Carbon Accumulation and Hydrological Change in Subarctic Peatlands, Abisko, Northern Sweden. *Permafrost and Periglac. Process.*, 28: 589– 604.

- Gałka, M., Swindles, G. T., Szal, M., Fulweber, R., & Feurdean, A. (2018). Response of plant communities to climate change during the late Holocene: Palaeoecological insights from peatlands in the Alaskan Arctic. *Ecological Indicators*, 85, 525-536.
- Gallego-Sala, A. V., Charman, D. J., Brewer, S., Page, S. E., Prentice, I. C., Friedlingstein, P., ... & Zhao, Y. (2018). Latitudinal limits to the predicted increase of the peatland carbon sink with warming. *Nature Climate Change*, 8(10), 907-913.
- Granath, S. (2010) Rapid ecosystem shifts in peatlands: linking plant physiology and succession. *Ecology (Durham)*. [Online] 91 (10), 3047–3056.
- Huang, J., Zhang, X., Zhang, Q., Lin, Y., Hao, M., Luo, Y., ... & Zhang, J. (2017). Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend. *Nature Climate Change*, 7(12), 875-879.
- Heijnis, H. (2001). The principle of <sup>210</sup>Pb dating of sediments. *Archives of human impact. Australian Institute of Nuclear Science and Engineering, Sydney*, 3-13.
- Hughes, P. D. (2000) A reappraisal of the mechanisms leading to ombrotrophy in British raised mires. *Ecology letters*. [Online] 3 (1), 7–9.
- Hugelius, G., Loisel, J., Chadburn, S., Jackson, R. B., Jones, M., MacDonald, G., ... & Yu, Z. (2020). Large stocks of peatland carbon and nitrogen are vulnerable to permafrost thaw. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(34), 20438-20446.
- Korhola A., Alm J., Tolonen K., Turunen J. & Jungner H. (1996): Three-dimensional reconstruction of carbon accumulation and CH<sub>4</sub> emission during nine millennia in a raised mire. *Journal of Quaternary Science*, 11(2): 161-165.
- Korhola A., Ruppel M., Seppä H., Väliranta M., Virtanen T. & Weckström J. (2010): The importance of northern peatland expansion to the late-Holocene rise of atmospheric methane. *Quaternary Science Reviews*, 29(5): 611-617.
- Korhonen, R. & Vasander, H. (1998). Suomen suot. *Suoseura*, Helsinki.
- Laine J, Minkkinen K., Laiho R., Tuittila E.-S. & Vasander H. (2000): Suokasvitturpeen tekijät. *Helsingin yliopiston metsäekologian laitoksen julkaisuja* 24: 55.
- Laine, A. M., Juurola, E., Hájek, T., & Tuittila, E. S. (2011). Sphagnum growth and ecophysiology during mire succession. *Oecologia*, 167(4), 1115-1125
- Laine, J. ym. (2018) Sphagnum mosses : the stars of European mires . Helsinki: *Department of forest sciences, University of Helsinki, Sphagna Ky*.
- Lopatin E., Kolström T. & Spiecker H. (2006): Determination of forest growth trends in Komi Republic (northwestern Russia): combination of tree-ring analysis and remote sensing data. *Boreal Environment Research*, 11: 341-353.

- Loisel, J., Yu, Z., Beilman, D.W., Camill, P., Alm, J., Amesbury, M.J., Anderson, D., Andersson, S., Bochicchio, C. & Barber, K. (2014). A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation. *The Holocene*, 24(9), s. 1028-1042.
- Luoto, M., Heikkinen, R. K., & Carter, T. R. (2004). Loss of palusa mires in Europe and biological consequences. *Environmental conservation*, 30-37.
- Meredith, M., M. Sommerkorn, S. Cassotta, C. Derksen, A. Ekaykin, A. Hollowed, G. Kofinas, A. Mackintosh, J. Melbourne-Thomas, M.M.C. Muelbert, G. Ottersen, H. Pritchard, and E.A.G. Schuur, 2019: Polar Regions. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.
- Moore, Tim & Roulet, Nigel. (1993). Methane flux – water-table relations in Northern Wetlands. *Geophysical Research Letters*. 20. 587-590. 10.1029/93GL00208.
- Nichols, J. E., & Peteet, D. M. (2019). Rapid expansion of northern peatlands and doubled estimate of carbon storage. *Nature Geoscience*, 12(11), 917-921.
- Oksanen, P. O., P. Kuhry, and R. N. Alekseeva (2001), Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, *European Russian Arctic, Holocene*, 11(1), 25–40.
- Oksanen, P. O., P. Kuhry, and R. N. Alekseeva (2003), Holocene development and permafrost history of the Usinski Mire, Northeast European Russia, *Geogr. Phys. Quat.*, 57(2–3), 169–187.
- Oksanen, P. O. (2006). Holocene development of the Vaisjeäggi palusa mire, Finnish Lapland. *Boreas*, 35(1), 81-95.
- Oksanen, P.O. & Väiliranta, M. (2006). Palsasuot muuttuvassa ilmastossa. *Suo* 57 (2), s. 33-43.
- Putkinen, A., Larmola, T., Tuomivirta, T., Siljanen, H. M., Bodrossy, L., Tuittila, E. S., & Fritze, H. (2014). Peatland succession induces a shift in the community composition of Sphagnum-associated active methanotrophs. *FEMS microbiology ecology*, 88(3), 596-611.
- Rinne, J., Tuovinen, J. P., Klemetsson, L., Aurela, M., Holst, J., Lohila, A., ... & Nilsson, M. B. (2020). Effect of the 2018 European drought on methane and carbon dioxide exchange of northern mire ecosystems. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 375(1810), 20190517.
- Robroek, A. (2016) Peatland vascular plant functional types affect dissolved organic matter chemistry. *Plant and soil*. [Online] 407 (1/2), 135–143.
- Ruuhijärvi, R. (1960) *Über die regionale Einteilung der nordfinnischen Moore*. Helsinki: Societas zoologica-botanica Fennica Vanamo.

- Rydin, Håkan and Jeglum, John K. (2013) *The Biology of Peatlands, 2e*. Oxford: OUP Oxford (Biology of Habitats Series). Available at: <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=e000xww&AN=650773&site=ehost-live&scope=site> (Accessed: 3 November 2020).
- Sanderson, Nicole (2016). Patterns and Drivers of Recent Peatland Carbon Accumulation in Northeastern Canada. Doctoral thesis, University of Exeter
- Sannel, A. B. K. (2020) Ground temperature and snow depth variability within a subarctic peat plateau landscape. *Permafrost and periglacial processes*. [Online] 31 (2), 255–263.
- Schuur, E.A., McGuire, A.D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J.W., Hayes, D.J., Hugelius, G., Koven, C.D., Kuhry, P. & Lawrence, D.M. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546), s. 171.
- Schuur E. A. G., Druffel E. R. M. & Trumbore S. E. (2016): Radiocarbon and Climate Change: Mechanisms, Applications and Laboratory Techniques. Springer, 315.
- Seppälä, M. (1986) The origin of palsas. *Geografiska Annaler* 68A: 141–147
- Sillasoo, Ü., Välranta, M., & Tuittila, E. S. (2011). Fire history and vegetation recovery in two raised bogs at the Baltic Sea. *Journal of Vegetation Science*, 22(6), 1084–1093.
- Sim, T. G., Swindles, G. T., Morris, P. J., Baird, A. J., Cooper, C. L., Gallego-Sala, A. V., ... & Gałka, M. (2021). Divergent responses of permafrost peatlands to recent climate change. *Environmental Research Letters*, 16(3), 034001.
- Swindles, G.T., Morris, P.J., Mullan, D., Watson, E.J., Turner, T.E., Roland, T.P., Amesbury, M.J., Kokfelt, U., Schoning, K., Pratte, S., Gallego-Sala, A., Charman, D.J., Sanderson, N., Garneau, M., Carrivick, J.L., Woulds, C., Holden, J., Parry, L. & Galloway, J.M. (2015). The long-term fate of permafrost peatlands under rapid climate warming, *Scientific reports*, 5(1), s. 17951.
- Taylor R. E. (2000): Fifty years of radiocarbon dating. *American Scientist*, 88: 60–67.
- Treat C. C., Jones M. C., Camill P., Gallego-Sala A., Garneau M., Harden J. W., Hugelius G., Klein E. S., Kokfelt U., Kuhry P., Loisel J., Mathijssen P. J. H., O'Donnell J. A., Oksanen P. O., Ronkainen T. M., Sannel A. B. K., Talbot J., Tarnocai C. M & Välranta M. (2016). Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121(1), 78–94.
- Tuittila, E., Välranta, M., Laine, J. & Korhola, A. (2007). Quantifying patterns and controls of mire vegetation succession in a southern boreal bog in Finland using partial ordinations. *Journal of Vegetation Science*, 18(6), s. 891–902.
- Turetsky, M. R. (2004a). Decomposition and organic matter quality in continental peatlands: the ghost of permafrost past. *Ecosystems* 7: 740–750.

- Turetsky, Merritt & Manning, Sturt & Wieder, R. (2004b). Dating recent peat deposits. *Wetlands*, 24. 324-356.
- Turetsky, M.R., Wieder, R.K., Vitt, D.H., Evans, R.J. & Scott, K.D. (2007). The disappearance of relict permafrost in boreal north America: Effects on peatland carbon storage and fluxes. *Global Change Biology*, 13(9), s. 1922-1934.
- Turetsky MR, Kotowska A, Bubier J ym. (2014). A synthesis of methane emissions from 71 northern, temperate, and subtropical wetlands. *Global Change Biology* 20: 2183-2197.
- Treat, C.C., Jones, M.C., Camill, P., Gallego-Sala, A., Garneau, M., Harden, J.W., Hugelius, G., Klein, E.S., Kokfelt, U., Kuhry, P. and Loisel, J., 2016. Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121(1), pp.78-94.
- Viramo J. (editor) (1992): Oulanka Reports. Oulanka Biological Station, University of Oulu, 11.
- Väliranta, M., Korhola, A., Seppä, H., Tuittila, E., Sarmaja-Korjonen, K., Laine, J. & Alm, J. (2007). High-resolution reconstruction of wetness dynamics in a southern boreal raised bog, Finland, during the late Holocene: a quantitative approach. *The Holocene*, 17(8), s. 1093-1107.
- Väliranta, M., Salojärvi, N., Vuorsalo, A., Juutinen, S., Korhola, A., Luoto, M. & Tuittila, E. (2017). Holocene fen–bog transitions, current status in Finland and future perspectives. *The Holocene*, 27(5), s. 752-764.
- Väliranta, M., Piilo, S., & Zhang, H. (2020). Viimeisten vuosisatojen lämpimien ja kylmien ilmastovaiheiden vaikutus ikeiroutasoiden hiilidynamiikkaan ja hydrologisiin muutoksiin. *Suo*, 71(1), 15-23.
- Väliranta, M., Sannel, B., & Juselius, T. (2021). Fennoskandian ikeiroutasoiden kohtalo tulevaisuudessa ja siihen liittyvät ilmakehän takaisinkytkennät. *Geologi*, 73(1), 16-21.
- Waddington, J. M., Morris, P. J., Kettridge, N., Granath, G., Thompson, D. K. and Moore, P. A. (2015), Hydrological feedbacks in northern peatlands, *Ecohydrol.*, 8, pages 113– 127
- Wilson, R., Anchukaitis, K., Briffa, K. R., Büntgen, U., Cook, E., D'arrigo, R., ... & Zorita, E. (2016). Last millennium northern hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long-term context. *Quaternary Science Reviews*, 134, 1-18.
- Young, D. M. ym. (2019) Misinterpreting carbon accumulation rates in records from near-surface peat. *Scientific reports*. [Online] 9 (1), 17939–8.
- Yu Z. Loisel J., Brosseau D., Beilman D. & Hunt S. (2010): Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research letters*, 37.

- Zhang H., Piilo, S.R., Amesbury, M.J., Charman, D.J., Gallego-Sala, A.V. & Väliranta, M.M. (2018A). The role of climate change in regulating Arctic permafrost peatland hydrological and vegetation change over the last millennium. *Quaternary Science Reviews*, 182, 121-130.
- Zhang, H., Gallego-Sala, A. V., Amesbury, M. J., Charman, D. J., Piilo, S. R., & Väliranta, M. M. (2018B). Inconsistent response of Arctic permafrost peatland carbon accumulation to warm climate phases. *Global Biogeochemical Cycles*, 32(10), 1605-1620.